

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Ордена Ленина Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр СССР

РУКОВОДСТВО
ПО КРАТКОСРОЧНЫМ
ПРОГНОЗАМ ПОГОДЫ

Часть I

Ленинград
Гидрометеониздат 1986

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ОРДЕНА ЛЕНИНА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР СССР

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды

Часть I

Издание третье
(переработанное и дополненное)



Ленинград
Гидрометеиздат
1986

Редколлегия:

канд. физ.-мат. наук С. Л. Белоусов, канд. геогр. наук А. А. Васильев
(председатель), д-р физ.-мат. наук Н. Ф. Вельтищев, канд. физ.-мат. наук
Н. Г. Леонов, д-р геогр. наук А. Н. Мерцалов, д-р физ.-мат. наук
Б. Д. Успенский

Утверждаю

Заместитель Председателя Государственного комитета СССР
по гидрометеорологии и контролю природной среды

11 марта 1986 г.

Е. И. Толстиков

Предисловие

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды (третье издание) состоит из двух частей. Первая, общая часть Руководства посвящена основам теории и практики прогноза атмосферных процессов и методам прогноза явлений погоды. Во второй части Руководства, состоящей из пяти выпусков, описаны региональные методы прогноза для Европейской территории СССР и Закавказья (выпуск 1), Урала и Сибири (выпуск 2), Средней Азии (выпуск 3), Казахстана (выпуск 4) и Дальнего Востока (выпуск 5).

В общую часть Руководства включены с некоторыми изменениями методы анализа и прогноза погоды из второго издания Руководства и методических указаний, а также новые методы прогноза, разработанные в течение последних 20 лет и получившие широкое использование в оперативной работе УГКС Госкомгидромета.

В новом издании Руководства по сравнению с предыдущим широко представлены количественные методы синоптического краткосрочного прогноза погоды, а также некоторые схемы прогноза ряда метеорологических элементов и явлений погоды. Синоптический метод прогноза погоды по-прежнему остается основным в оперативной работе прогностических учреждений наряду с быстрым внедрением в практику численных методов прогноза.

При изложении материала в Руководстве обращалось большое внимание на возможность разных подходов к решению прогностических задач, а также на четкое описание физических основ методики краткосрочного прогноза погоды.

Обозначения физических величин общепринятые, однако в некоторых разделах допускаются отклонения (пояснения даются по тексту). При указании сроков метеорологических наблюдений имеется в виду московское декретное зимнее время.

Использование при прогнозе погоды спутниковой информации, а также методов авиационных прогнозов излагается сокращенно, ввиду наличия специальных пособий по этим вопросам.

Подготовленные к изданию тексты рукописей Руководства по краткосрочным прогнозам погоды одобрены решениями ученого совета Гидрометцентра СССР, а также решениями ученых советов УкрНИИ, ЗакНИИ, ЗапСибНИИ, САННИИ, КазНИИ, ДВНИИ. Изложенные в Руководстве методы прогноза погоды рекомендованы к внедрению в оперативную практику Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим прогнозам (ЦМКП), учеными советами НИИ и научно-техническими советами УГКС Госкомгидромета. Настоящий текст Руководства 30 ноября 1984 г. рассмотрен ЦМКП Госкомгидромета и рекомендован к опубликованию.

Научное редактирование общей части Руководства выполнено членами редколлегии: канд. геогр. наук А. А. Васильевым (председатель), докторами физ.-мат. наук Б. Д. Успенским, Н. Ф. Вельтищевым, д-ром геогр. наук А. Н. Мерцаловым, кандидатами физ.-мат. наук С. Л. Белоусовым и Н. Г. Леоновым.

Редколлегией были приняты во внимание рукописи Р. Ф. Бурлуцкого, Т. Г. Иванидзе, И. В. Кошеленко, Л. Т. Матвеева, В. И. Мартемьянова, М. Г. Найшуллера, И. Н. Пономаренко, А. Г. Тарнопольского, В. А. Шнайдмана, А. И. Ромова, М. И. Юдина.

Текст общей части Руководства написан коллективом авторов: введение к главе 1 и п. 1.1 — С. Л. Белоусовым; пп. 1.2—1.7 — Б. Д. Успенским; п. 1.8 — С. Л. Белоусовым и А. Н. Мерцаловым; п. 2.1 — С. Л. Белоусовым; п. 2.2 — С. Л. Белоусовым, Л. В. Берковичем, С. О. Кричаком; п. 2.3 — А. Н. Мерцаловым; глава 3 — И. А. Петриченко; пп. 4.1—4.6 — Т. А. Галаховой; п. 4.7 — Н. Ф. Вельтищевым; п. 4.8 — А. А. Акулиничевой; пп. 5.1—5.6 — Е. П. Веселовым; п. 5.7 — М. Г. Приходько; п. 5.8 — Н. Е. Минаковой; п. 5.9 — Е. П. Веселовым; п. 5.10 — С. Л. Белоусовым с использованием данных Л. В. Руховца; пп. 6.1—6.5 — М. Г. Приходько и Е. П. Домбковской; п. 6.6 — А. Н. Мерцаловым; пп. 7.1—7.3 — С. Ф. Чуприным; п. 7.4 — Н. П. Шакиной; п. 7.5 — А. Н. Мерцаловым; глава 8 — Н. П. Шакиной и А. Н. Мерцаловым; пп. 9.1 и 9.3 — Е. М. Пекелисом; п. 9.2 — М. А. Петросянцем и А. И. Ромовым; п. 9.4 — А. И. Ромовым; п. 9.5 — И. В. Чоговадзе; п. 9.6 — М. А. Петросянцем; глава 10 — Е. П. Веселовым и А. Н. Мерцаловым; пп. 11.1—11.4 — Н. И. Серебрянник и Б. Д. Успенским; пп. 11.5 и 11.6 — А. Н. Мерцаловым и И. А. Петриченко; глава 12 — Т. А. Галаховой с использованием данных В. Н. Золоторева; глава 13 — И. А. Алексеевой-Обуховой; пп. 14.1 и 14.2 — И. И. Петриченко; п. 14.3 — А. А. Акулиничевой, Г. К. Веселовой, Н. Е. Минаковой и Г. Д. Решетовым; п. 14.4 — Н. Е. Минаковой, Н. И. Глушковой и В. Ф. Лапчевой; п. 14.5 — И. А. Петриченко; пп. 15.1—15.7 — Н. Н. Гусевой; пп. 15.8—15.12 — М. Я. Рацимом; п. 16.1 — А. И. Снитковским; п. 16.2 — А. Н. Мерцаловым и Г. Д. Решетовым; пп. 16.3 и 16.4 — В. В. Оганесяном; п. 16.5 — Е. П. Веселовым; п. 16.6 — Л. М. Нероновой и Л. В. Тихомировой с использованием данных И. Н. Пономаренко; глава 17 — А. П. Хаиным; п. 18.1 — О. В. Батыревой; п. 18.2 — О. В. Батыревой и Н. А. Багровым; п. 18.3 — Р. М. Вильфандом с использованием данных И. А. Куликовой и О. В. Батыревой; п. 18.4 — Н. А. Багровым; приложение 1 — Г. К. Веселовой; приложение 2 — С. Л. Белоусовым; приложения 3—5 и 10 — Н. И. Серебрянник; приложения 6 и 7 — Т. А. Галаховой; приложение 8 — А. Н. Мерцаловым; приложение 9 — А. А. Акулиничевой.

Редколлегией были учтены замечания рецензентов: профессора М. А. Петросянца (зав. кафедрой метеорологии и климатологии

Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова), коллектива преподавателей Одесского гидрометеорологического института — доцентов А. Ф. Кивганова, Л. А. Андриенко, А. П. Кудрянь и ассистента С. Н. Степаненко, обстоятельно рассмотревших рукопись Руководства.

Уравнения динамики и термодинамики атмосферы и основные выводы из них

Введение

Постановка задачи анализа и прогноза изменений метеорологических элементов со временем

В основе расчетных методов анализа и прогноза изменения метеорологических элементов лежит представление об атмосфере как о непрерывной воздушной среде. Синоптически значимые процессы в этой среде описываются фундаментальными законами физики, к числу которых относятся:

- закон изменения количества движения в зависимости от импульса силы;
- закон сохранения массы;
- закон сохранения энергии (в форме первого начала термодинамики).

Применительно к задаче анализа и прогноза изменений метеорологических элементов эти общие законы формулируются с учетом ряда физических процессов, являющихся специфическими для атмосферы. К их числу относятся:

- тепловое и механическое взаимодействие воздушных масс с неоднородной подстилающей средой (море, горы, равнина и др.);
- перенос и фазовые преобразования влаги в атмосфере; образование облачности и осадков;
- поглощение в атмосфере излучения Солнца, а также теплового излучения подстилающей среды и излучения различных слоев атмосферы и облаков.

Изменение со временем полей основных метеорологических величин (атмосферного давления, температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра), а также образование облаков и выпадение осадков есть результат совокупного действия вышеназванных факторов. Для количественного представления физических закономерностей строится система уравнений динамики и термодинамики атмосферы (см. п. 1.1). В последующих параграфах этой главы на основе указанной системы уравнений проводится анализ различных факторов, определяющих эволюцию барического поля. Способы практической реализации с помощью ЭВМ численных схем прогноза полей геопотенциала и приземного давления (и других метеорологических элементов) на основе рассматриваемой в п. 1.1 системы уравнений динамики атмосферы и других закономерностей излагаются в следующей главе.

1.1. Система уравнений гидротермодинамики атмосферы

Для представления системы уравнений с целью диагноза и прогноза процессов синоптического масштаба наряду со сферической системой координат, наиболее точно учитывающей сферичность Земли при описании процессов в атмосфере, может быть применена прямоугольная система координат, связанная с плоскостью бланка синоптической карты. В практике используются синоптические карты, составляемые в стереографической и некоторых других проекциях. Карты, составленные в стереографической проекции, могут охватывать целиком полушарие или любую его часть. В пределах таких карт масштаб изменяется с широтой (в 2 раза на протяжении меридиана от полюса до экватора). Изменение масштаба карты с широтой должно учитываться в уравнениях с помощью специальных коэффициентов (масштабных множителей), зависящих от широты.

При применении системы уравнений динамики атмосферы к задачам краткосрочного прогноза, когда достаточно рассматривать процессы над относительно небольшой областью полушария (например, 4—8 млн. км²), изменение масштаба карты в пределах области расчетов не столь значительно. Поэтому в приводимых в данном параграфе уравнениях масштабные множители хотя и включены, однако в последующем изложении они будут опущены (т. е. приняты равными единице, что справедливо, строго говоря, только на широте 60°).

При записи уравнений в прямоугольной системе координат для относительно небольшой области обычно принимается, что в пределах этой области ось X направлена к востоку, а ось Y — к северу. С учетом существующей практики представления полей метеоэлементов с помощью карт барической топографии, в приводимой ниже системе уравнений динамики атмосферы в качестве вертикальной координаты вместо геометрической высоты принято давление p , являющееся мерой высоты, тогда как расстояния по осям X и Y измеряются вдоль горизонтальной плоскости (как и в системе XYZ). Соответственно тому, что давление p в атмосфере увеличивается при приближении к поверхности Земли, координатная ось P направлена вниз (в отличие от оси Z , направленной вверх). Заметим, что в задачах локального прогноза, а также при описании процессов внутри приземного пограничного слоя атмосферы иногда предпочтительнее использовать систему координат XYZ .

Применительно к процессам и явлениям тех масштабов, которые существенны при прогнозе барического поля, ветра, температуры и других элементов на срок до 2—3 сут система уравнений динамики и термодинамики атмосферы в независимых переменных x, y, p, t может быть записана в следующем виде:

а) уравнения движения в проекциях на оси X и Y :

$$\frac{du}{dt} = -m \frac{\partial H}{\partial x} + lv + F_x, \quad (1.1.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -m \frac{\partial H}{\partial y} - lu + F_y, \quad (1.1.2)$$

б) уравнение статики, отвечающее уравнению движения в проекции на ось P (в предположении отсутствия вертикальных ускорений)

$$0 = -\partial H / \partial p - 1/\rho, \quad (1.1.3)$$

в) уравнение неразрывности

$$m (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) + \partial \tau / \partial p = 0, \quad (1.1.4)$$

г) уравнение притока тепла

$$\frac{\partial T}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \frac{\gamma_a - \gamma}{g\rho} \tau = \frac{\varepsilon}{c_p \rho}, \quad (1.1.5)$$

д) уравнение переноса массовой доли водяного пара

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(k\rho \frac{\partial q}{\partial z} \right) \right] - \frac{m_q}{\rho}. \quad (1.1.6)$$

Здесь u, v — составляющие скорости ветра по осям X и Y , $H = gz$ — геопотенциал на изобарической поверхности, выражаемый в $\text{м}^2/\text{с}^2$ (z — геометрическая высота изобарической поверхности, $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения), $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса (ω — угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта места), F_x и F_y — составляющие силы турбулентного трения (или турбулентной вязкости) по осям X и Y , ρ — плотность воздуха, $\tau = dp/dt$ — аналог вертикальной скорости в p -системе координат, T — температура воздуха (в абсолютной шкале), R — газовая постоянная для сухого воздуха, ε — суммарный приток тепла за единицу времени к единице объема воздуха в единицу времени вследствие радиации, конденсации влаги и турбулентного теплообмена, c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, γ_a и γ — адиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры в атмосфере

$$\gamma = - \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g\rho}{RT} \frac{\partial T}{\partial p},$$

q — массовая доля водяного пара; k — коэффициент турбулентного обмена для влажности, m_q — масса водяного пара, конденсирующаяся (испаряющаяся) в единицу времени (m_q есть функция от p, T, τ и q). Величины p, ρ и T связаны уравнением состояния

$$p = R\rho T. \quad (1.1.7)$$

Отметим, что слагаемые уравнений (1.1.1), (1.1.2), (1.1.4), (1.1.5) с частными производными по x и y содержат масштабный множитель m , который равен отношению расстояния между двумя пунктами на плоскости, отображающей поверхность Земли в проекции, принятой для используемой синоптической карты, к реальному расстоянию между этими пунктами на поверхности сферической Земли. Множитель учитывает отличие значений производных по x и y , вычисленных по данным в точках сетки на плоскости проекции, от значений производных, определенных по данным в тех же точках на сферической поверхности Земли¹. При использовании карт, составленных в стереографической проекции, этот множитель зависит от широты φ следующим образом:

$$m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi} \approx 0,933 \left(1 + \frac{r^2}{r_0^2} \right),$$

где r — расстояние на бланке карты от полюса до рассматриваемой точки на широте φ , а r_0 — расстояние на том же бланке от полюса до экватора (или радиус круга экватора на бланке карты). При $\varphi = 60^\circ$ $m = 1$, при $\varphi = 0^\circ$ $m = 1,866$, а при $\varphi = 90^\circ$ $m = 0,933$.

Первые два уравнения системы (1.1.1) — (1.1.2) — уравнения движения, являющиеся следствием закона изменения количества движения, устанавливают связь между ускорением воздушной частицы и действующими на нее силами: силой барического градиента, силой Кориолиса и силой турбулентного трения.

В этих уравнениях du/dt и dv/dt — составляющие по осям X и Y ускорения воздушной частицы (или изменения со временем величин u и v в движущейся частице). Последние определяются по формуле вида

$$\frac{da}{dt} = \frac{\partial a}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial a}{\partial x} + v \frac{\partial a}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial a}{\partial p}, \quad (1.1.8)$$

если вместо a подставить u или v . Здесь $\partial a / \partial t$ — локальная производная от величины a по времени; $\partial a / \partial x$, $\partial a / \partial y$, $\partial a / \partial p$ — производные величины a по направлениям осей X , Y , P соответственно.

Слагаемые $\partial H / \partial x$ и $\partial H / \partial y$ суть горизонтальные составляющие силы барического градиента по осям X и Y , а величины — lu и lv — составляющие силы Кориолиса. Наконец, слагаемые F_x и F_y учитывают действие сил трения. Одно из возможных представлений этих величин имеет вид:

$$F_x = C_D \frac{g\rho}{\Delta p} V_u, \quad F_y = C_D \frac{g\rho}{\Delta p} V_v, \quad (1.1.9)$$

где C_D — безразмерный коэффициент сопротивления движению воздуха, зависящий от типа подстилающей поверхности (в среднем $C_D = 10^{-3}$), Δp — толщина приземного пограничного слоя ($\Delta p \approx$

¹ О расчете производных по x и y по данным карт погоды см. приложение 2.

≈ 100 гПа), $V = \sqrt{u^2 + v^2}$ — абсолютное значение скорости ветра вблизи поверхности Земли. Отметим, что силы трения оказывают существенное влияние на движение воздуха в приземном пограничном слое атмосферы. Для свободной атмосферы уравнения движения могут быть упрощены путем пренебрежения в них силой трения. Однако в области значительных горизонтальных и вертикальных сдвигов скорости ветра силы турбулентной вязкости могут быть значительными. Более общее представление слагаемых F_x и F_y имеет вид:

$$F_x = g^2 \rho^2 \nu \frac{\partial^2 u}{\partial p^2}, \quad F_y = g^2 \rho^2 \nu \frac{\partial^2 v}{\partial p^2}, \quad (1.1.10)$$

где ν — кинематический коэффициент турбулентной вязкости для количества движения; у поверхности Земли $\nu \approx 5$ м²/с.

Отметим одно существенное следствие из уравнений движения (1.1.1), (1.1.2), которое справедливо при отсутствии сил трения. В этом случае каждое из двух слагаемых правых частей уравнений (1.1.1) и (1.1.2) примерно в 10 раз превосходит левую часть уравнения (ускорение). Учитывая это, получим следующие равенства, выполняющиеся с ошибкой не более чем 10 % от входящих в них величин:

$$u = -\frac{m}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = \frac{m}{l} \frac{\partial H}{\partial x}. \quad (1.1.11)$$

Полученные формулы позволяют определить составляющие скорости геострофического ветра на некоторой изобарической поверхности по данным о высотах этой поверхности. Приведенные формулы лежат в основе многих расчетов при диагнозе и прогнозе погоды¹. Соотношения (1.1.11) выполняются точно только при движении воздуха без ускорения, т. е. при равномерном движении вдоль прямолинейных изогипс.

Третье уравнение системы — уравнение статики — выражает равновесие между силой тяжести и вертикальной составляющей силы барического градиента, действующими на воздушную частицу в противоположных направлениях. Вместе с уравнением состояния (1.1.7) оно позволяет выразить среднюю температуру T в некотором слое, заключенном между двумя изобарическими поверхностями, через толщину этого слоя, отправляясь от соотношений вида

$$T = -\frac{1}{R} p \frac{\partial H}{\partial p} \quad (\text{или} \quad T = \frac{1}{R} \frac{\partial H}{\partial \ln p}). \quad (1.1.12)$$

¹ В системе координат X, Y, Z этим соотношениям соответствуют формулы:

$$u = -\frac{m}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v = \frac{m}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial x},$$

которые могут быть использованы для расчета скорости геострофического ветра по данным о распределении давления на каком-либо горизонтальном уровне, в частности — на уровне моря.

Отметим, что представление баланса сил, действующих в вертикальном направлении в форме уравнения (1.1.3), отвечает постановке задачи прогноза в квазистатическом приближении. При учете конвективных движений в атмосфере уравнение статики (1.1.3) должно быть дополнено в левой части слагаемым, описывающим вертикальную составляющую ускорения воздушной частицы.

Четвертое уравнение — уравнение неразрывности — выражает закон сохранения массы в атмосфере. Оно позволяет установить связь между вертикальной и горизонтальной составляющими скорости.

Пятое уравнение — уравнение притока тепла — является следствием первого начала термодинамики (или закона сохранения энергии в воздушной частице). Это уравнение выражает связь между локальным изменением температуры $\partial T/\partial t$ в некоторой точке и изменением температуры вследствие горизонтальной адвекции, вертикальных движений и вследствие притока тепла, обусловленного турбулентной теплопроводностью, излучением и конденсацией влаги. Опыт показывает, что при краткосрочном прогнозе вне пограничного слоя вклад первых двух названных видов притока тепла не существен.

В уравнении притока тепла (как и в других) фигурирует аналог вертикальной скорости в p -системе координат $\tau = dp/dt$. Эта величина характеризует скорость изменения давления в воздушной частице, перемещающейся от одной изобарической поверхности к другой. С учетом того, что в p -системе координат ось P направлена вниз, положительным значениям τ соответствует движение частицы вниз ($\tau > 0$), а отрицательным — вверх ($\tau < 0$).

Отметим, что переход от величины τ к вертикальной скорости w в системе X, Y, Z может быть осуществлен по формуле

$$w = -\frac{1}{g\rho} \tau + \frac{\partial z}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} \right), \quad (1.1.13)$$

где z — высота изобарической поверхности, проходящей через точку, для которой производится расчет w . Обычно в атмосфере величины $\partial z/\partial t$ (скорость локального изменения высоты изобарической поверхности) и $(u \partial z/\partial x + v \partial z/\partial y)$ значительно меньше, чем w , так что приближенно (с ошибкой, не превосходящей 10 %) можно принять, что

$$\tau = -g\rho w, \quad (1.1.14)$$

т. е. можно считать, что абсолютные величины τ и w пропорциональны. Поэтому в дальнейшем изложении для величины $\tau = dp/dt$ (как и для w) условно используется термин «вертикальная скорость» (вместо «индивидуальное изменение давления»). Однако следует помнить, что величины τ и w имеют различный физический смысл и противоположны по знаку.

Шестое уравнение системы (1.1.1) — (1.1.7) — уравнение переноса массовой доли водяного пара (или уравнение неразрывно-

сти для водяного пара). Оно необходимо для прогноза влажности, а также для расчета конденсации и прогноза осадков.

Соотношения (1.1.1)—(1.1.7) образуют замкнутую систему семи уравнений для определения семи искомых величин u , v , H , T , ρ , τ , q , каждая из которых является функцией четырех независимых переменных x , y , p , t . При этом предполагается, что приток тепла ε и масса конденсирующейся влаги m_q , а также некоторые другие переменные (k , ν , γ) могут быть рассчитаны с помощью указанных семи величин или приняты в качестве известных параметров. Данная система уравнений может быть использована как для качественного анализа факторов, определяющих эволюцию барического поля и полей других метеорологических элементов, так и для предвычисления этих полей с помощью ЭВМ или иными средствами.

При решении системы уравнений с целью предвычисления полей метеовеличин дополнительно формулируются физические условия, определяющие значения метеозаэлементов на верхней и нижней границах атмосферы (или соотношения, которым они должны удовлетворять на этих границах). Условием, формулируемым для верхней границы, является требование отсутствия потока массы воздуха за пределы атмосферы. Условия для нижней границы описывают взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Так может быть учтено воздействие на воздушный поток неровностей рельефа и может быть принят во внимание баланс тепла и влаги на границе атмосферы и подстилающей среды с учетом неоднородности тепловых свойств последней. При формулировании граничного условия на поверхности Земли принимается, что воздушный поток не проникает через нее, т. е. на горизонтальной поверхности Земли принимается $\omega=0$. С учетом соотношения (1.1.13) это приводит к условию

$$dH/dt = 0 \text{ при } p = p_s(x, y, t), \quad (1.1.15)$$

где p_s — давление на поверхности Земли (в простейшем случае, когда не учитывается влияние орографии, принимается, что $p_s = 1000$ гПа).

Для решения системы прогностических уравнений должно быть задано пространственное распределение полей некоторых метеовеличин в начальный момент $t=0$. Так, для решения системы (1.1.1)—(1.1.7) должны быть известны начальные распределения компонент скорости u , v и температуры T (или геопотенциала H) на разных уровнях во всей области прогноза; для прогноза влажности и количества осадков должно быть также задано и начальное распределение массовой доли влаги q .

В выписанном виде данная система уравнений называется полной системой, так как при ее получении не было сделано каких-либо существенных упрощений (за исключением предположения о квазистатичности рассматриваемых процессов). На практике, однако, наряду с полной системой применяются и другие — несколько упрощенные ее варианты. И тот, и другой подходы к ре-

шению задачи предвычисления полей метеовеличин будут рассмотрены ниже. Однако для анализа факторов, определяющих эволюцию метеорологических полей, целесообразно отправляться от упрощенного варианта системы (1.1.1) — (1.1.7), в котором предполагается, что реальный ветер близок к геострофическому (но не равен ему).

1.2. Вихрь и дивергенция скорости

Из гидродинамических характеристик движения воздуха в атмосфере в современных методах краткосрочного прогноза погоды две величины — вихрь и дивергенция скорости ветра — получили широкое применение.

Вихрь скорости Ω представляет собой вектор. Он имеет определенное значение и направление. Синоптический опыт анализа карт погоды и расчеты показывают, что движение воздуха является вихревым, т. е. в атмосфере составляющие вихря скорости Ω_x , Ω_y , Ω_z отличны от нуля. Основной характеристикой вихревого движения во внетропических широтах является вертикальная составляющая вихря скорости Ω_z . Две другие составляющие Ω_x и Ω_y в этих широтах малы по сравнению с Ω_z (Ω_z приблизительно в 10—100 раз больше Ω_x и Ω_y). Значение вертикальной составляющей вектора Ω_z , в дальнейшем условно называемое вихрем скорости и обозначаемое символом Ω без индекса z , определяется по формуле

$$\Omega = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y, \quad (1.2.1)$$

где u , v — составляющие скорости ветра вдоль осей X и Y . В северном полушарии в областях низкого давления, где циркуляция направлена преимущественно против движения часовой стрелки, вихрь скорости положителен ($\Omega_z > 0$); в областях высокого давления, где циркуляция направлена по движению часовой стрелки, он отрицателен ($\Omega_z < 0$).

Вихревое движение имеет место и при отсутствии замкнутой циркуляции. Например, в области струйных течений, там, где скорость потока уменьшается в сторону низкого давления (циклоническая сторона струйного течения), вихрь скорости положителен ($\Omega_z > 0$). На антициклонической стороне струйного течения $\Omega_z < 0$.

Заменив в формуле (1.2.1) величины u и v составляющими геострофического ветра u_g и v_g , получим при $l = \text{const}$ выражение геострофического вихря

$$\Omega_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{1}{l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{l} \Delta H, \quad (1.2.2)$$

т. е. геострофический вихрь пропорционален лапласиану геопотенциала H .

Иногда величину Ω называют относительным вихрем скорости в отличие от абсолютного вихря скорости воздушной частицы Ω_a . Значение последнего зависит от скорости движения воздушной частицы относительно земной поверхности и скорости вращения Земли вокруг своей оси.

Абсолютный вихрь равен сумме относительного вихря Ω и планетарного вихря, описываемого параметром Кориолиса $l = 2\omega \times \sin \varphi$:

$$\Omega_a = \Omega + l. \quad (1.2.3)$$

Во внетропических широтах параметр l имеет порядок 10^{-4} с^{-1} , а Ω — порядок 10^{-5} с^{-1} .

Наряду с вихрем скорости рассмотрим еще одну важную характеристику атмосферных движений — дивергенцию скорости. На картах погоды обнаруживаются области сходящихся или расходящихся течений воздуха. Величина

$$D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y, \quad (1.2.4)$$

называемая горизонтальной дивергенцией скорости, применяется для качественной оценки этой особенности атмосферных движений. Величина D , если ее интерпретировать иначе, характеризует скорость расширения занятой жидкостью площади при двумерном течении. В тех случаях, когда величина D имеет отрицательное значение, вместо термина «отрицательная дивергенция» пользуются термином «конвергенция».

Изучение физики облаков и осадков, эволюции атмосферных фронтов и барических образований невозможно без учета дивергенции. Заменяя в (1.2.4) u и v через $u_g + u'$ и $v_g + v'$, где u_g , v_g — компоненты геострофического ветра; u' , v' — компоненты отклонения ветра от геострофического (агеострофические составляющие ветра), и принимая $\partial l / \partial x \approx 0$, $\partial l / \partial y \approx 0$, получаем

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \approx -\frac{1}{f} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} + \frac{1}{f} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} + \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \approx \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y},$$

т. е. горизонтальная дивергенция скорости ветра приближенно равна горизонтальной дивергенции агеострофических отклонений ветра.¹ Последние являются следствием различия между силой барического градиента и силой Кориолиса, действующими на частицы воздуха. Имея в виду эту физическую сторону возникновения u' , v' , в синоптической практике различают дивергенцию трения, связанную с особенностями ветра в пограничном слое атмосферы (толщиной 800—1000 м), дивергенцию, вызванную нестационарностью полей p_0 и H , и орографически обусловленную дивергенцию, возникающую вследствие движения воздуха над неровной поверхностью, имеющей подъемы и спуски.

В пограничном слое агеострофические компоненты ветра на-

¹ В отсутствие интенсивных меридиональных потоков принятое допущение $\partial l / \partial y \approx 0$ не приводит к значительным погрешностям при использовании выписанного приближенного выражения для дивергенции скорости ветра.

правлены в сторону низкого давления. Поэтому для областей низкого (высокого) давления характерна конвергенция (дивергенция) приземного ветра. Она пропорциональна лапласиану приземного барического поля $\Delta p_0 = p_n k + p_{nn}$, т. е. зависит от кривизны изобар (k), барического градиента (p_n) и сгущения изобар по нормали (p_{nn}).

Величина D в свободной атмосфере, как правило, не превосходит 10^{-5} с^{-1} , в ураганах и торнадо она достигает 10^{-4} с^{-1} и более. Порядок осредненной по высоте дивергенции для всей толщи атмосферы, как показывает оценка с помощью уравнения неразрывности, не более 10^{-6} с^{-1} . Следовательно, осредненное по высоте значение дивергенции примерно в 10 раз меньше ее значения на какой-либо изобарической поверхности. Такое соотношение возможно лишь при условии, что дивергенция меняет свой знак по высоте по крайней мере один раз. Результаты расчета дивергенции по данным аэрологических наблюдений при разнообразных синоптических ситуациях от уровня земной поверхности до верхних слоев тропосферы подтверждают только что приведенные цифры и дают представление о некоторых особенностях пространственного распределения дивергенции. Последнее отличается значительной сложностью. Поверхность нулевой дивергенции над территориями, соизмеримыми с барическими системами, не непрерывна. В атмосфере может существовать одновременно несколько уровней, на которых дивергенция равна нулю или близка к нулю. В частности, это нередко имеет место в среднем слое атмосферы (700—500 гПа). Поэтому лишь условно можно принять изобарическую поверхность 700 или 500 гПа за бездивергентную.

Величины Ω и D могут быть вычислены по данным наблюдений над ветром, имеющимся на картах погоды. Заменяя в (1.2.1) и (1.2.4) дифференциалы конечными приращениями, получим

$$\Omega = \frac{1}{2r} [(v_1 - v_3) - (u_2 - u_4)], \quad (1.2.5)$$

$$D = \frac{1}{2r} [(u_1 - u_3) + (v_2 - v_4)], \quad (1.2.6)$$

где цифровые индексы при u , v соответствуют точкам сетки на рис. 1.2.1, $2r$ — расстояние между точками 1 и 3, 2 и 4. Результаты расчета по формулам (1.2.5), (1.2.6) относятся к началу системы координат XOY . Напомним, что составляющие скорости ветра u , v рассчитываются по формулам:

$$u = -C \sin \beta, \quad v = -C \cos \beta, \quad (1.2.7)$$

где C — скорость ветра, β — угол направления ветра согласно синоптическому или аэрологическому коду. Расчеты по формулам (1.2.5) и (1.2.6) следует производить для двух-трех различных положений осей системы координат и найденные значения Ω и D осреднять.

При расчете Ω и D для большого числа точек целесообразно использовать предварительно составленные карты полей состав-

ляющих скорости ветра u и v . Последние вычисляются по данным синоптических и аэрологических телеграмм, причем вводятся поправки, учитывающие углы между меридианами и прямыми, параллельными осям координат. Для повышения качества анализа составляющих вектора ветра целесообразно в первую очередь построить карты изотак полей составляющих геострофического ветра u_g и v_g . Структура изогипс на картах АТ предварительно согласуется с наблюдениями за ветром по правилу, согласно которому

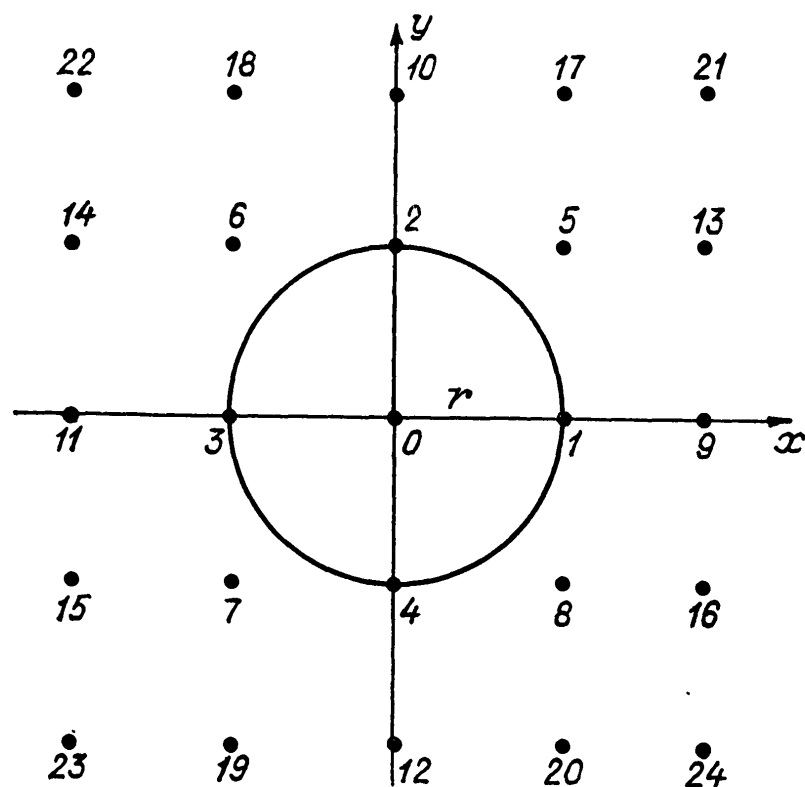


Рис. 1.2.1. К расчету вихря и дивергенции скорости ветра.

в каждой точке различие между фактической скоростью ветра и геострофической, вычисленной для шага 300 км, не должно превышать 4 м/с.

Изотак на картах составляющих фактического ветра проводятся через 1—2 м/с так, чтобы их вид был подобен геометрической структуре изотак полей составляющих геострофического ветра.

Данные о ветре на картах АТ имеют погрешности, складывающиеся из ошибок наблюдений за ветром (в среднем около 1,5 м/с), из ошибок округления в телеграммах по скорости (около 1,2 м/с) и по направлению (5°). В связи лишь с этими погрешностями согласно статистической оценке для нахождения D по формуле (1.2.6) с точностью порядка $(1,0 \dots 3,0) \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ следует использовать наблюдения за ветром не менее чем в 15—20 пунктах на площади не более $1,5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$.

1.3. Уравнение вихря скорости

Уравнения движения (1.1.1) и (1.1.2) позволяют получить формулу для определения величины $\partial\Omega/\partial t$, т. е. изменения вихря со временем в данном пункте. Действительно, разность между вторым

и первым уравнениями, предварительно продифференцированными по X и Y , показывает, что

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial l}{\partial x} + v \frac{\partial l}{\partial y} \right) - \\ & - (l + \Omega) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \tau \frac{\partial \Omega}{\partial p} - \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right). \end{aligned} \quad (1.3.1)$$

Это соотношение, называемое уравнением вихря скорости, при выводе которого не были учтены компоненты силы трения, дает общее представление о факторах, обуславливающих локальное изменение со временем вихря скорости в свободной атмосфере.

Оценка порядка величин в формуле (1.3.1) показывает, что $\partial \Omega / \partial t$, $(u \partial \Omega / \partial x + v \partial \Omega / \partial y)$ и $l(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)$ имеют одинаковый порядок и несколько больше остальных его членов. В исходных же уравнениях движения (1.1.1) и (1.1.2) величины $\partial u / \partial t$ и $\partial v / \partial t$ примерно в 10 раз меньше основных членов, что затрудняет точный их расчет по формулам (1.1.1) и (1.1.2). Поэтому именно уравнение вихря скорости в том или ином виде получило применение при разработке способов прогноза.

Для выяснения метеорологического значения вихря скорости воспользуемся формулой (1.2.2). Заменяя в ней величины $\partial^2 H / \partial x^2$ и $\partial^2 H / \partial y^2$ отношениями конечных разностей и производя несложные преобразования, получим

$$\Omega_r = \frac{1}{l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{r^2} \frac{1}{l} (H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0) \quad (1.3.2)$$

или

$$\Omega_r = \frac{4}{r^2 l} (\bar{H} - H_0), \quad (1.3.3)$$

где \bar{H} — среднее из значений H в четырех точках на окружности с центром в точке 0 и радиусом r , изображенной на рис. 1.2.1, а H_0 — геопотенциал в центре. Хотя величина Ω_r (как и Ω) инвариантна, расчет ее по приближенной конечно-разностной формуле (1.3.2) будет давать несколько различные значения в зависимости от ориентации осей координат X , Y на карте АТ. Поэтому целесообразно производить расчеты для нескольких направлений координатных осей и результаты осреднять. Практически это означает, что под величиной \bar{H} в формуле (1.3.3) следует понимать среднее значение H на окружности радиусом r , вычисленное по данным более чем в четырех точках, например в восьми, двенадцати точках и т. д. Отметим также, что значение величины Ω_r при расчете по формуле (1.3.3) зависит от радиуса r .

В практических расчетах величина r должна выбираться с учетом особенностей конкретной задачи.

Возможности практического применения уравнения вихря скорости при диагнозе и прогнозе погоды расширяются, если вели-

чины Ω , u , v в нем заменить согласно формулам (1.1.11) и (1.2.2). Упрощение, вводимое при этом в уравнение вихря скорости, состоит в том, что оно преобразуется применительно к движениям в атмосфере синоптического масштаба. Заметим, однако, что замена компонент скорости ветра их геострофическими значениями возможна во всех слагаемых уравнения вихря (1.3.1), за исключением члена, содержащего дивергенцию скорости, поскольку дивергенция геострофического ветра близка к нулю.

Сохранив в правой части формулы (1.3.1) первое и второе слагаемые, введя величину Ω_a , согласно (1.2.3), и пренебрегая изменением параметра Кориолиса l , получим

$$d\Omega_a/dt = 0.$$

Это равенство показывает, что абсолютный вихрь одной и той же частицы, движущейся по некоторой изобарической поверхности, сохраняется. На изобарических поверхностях 700—500 гПа величина D обычно мала, и здесь сохранение вихря относительно устойчиво.

1.4. Общая формула для анализа локальных изменений геопотенциальных высот изобарических поверхностей

После замены в уравнении вихря скорости (1.3.1) величины Ω согласно (1.2.2) и u и v по формулам геострофического ветра (1.1.11) оно принимает вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta H}{\partial t} = & - \left\{ \frac{1}{l} (H, \Delta H) + (H, l) + (l^2 + \Delta H) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \right. \\ & \left. - \frac{R}{p} \tau \Delta T - \frac{R}{p} \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right\}. \end{aligned} \quad (1.4.1)$$

При выводе уравнения (1.4.1) для краткости введено обозначение вида

$$(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x},$$

и принято, что

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{lp} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad \frac{\partial v}{\partial p} = - \frac{R}{lp} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad \frac{\partial \Omega}{\partial p} = - \frac{R}{lp} \Delta T. \quad (1.4.2)$$

В соответствии со сказанным выше, в выражении дивергенции сохранены компоненты действительного ветра, так как замена их по формулам геострофического ветра привела бы к исключению из (1.3.1) одного из основных членов этого уравнения.

Уравнение (1.4.1) выражает связь между локальным изменением вихря скорости (точнее, лапласиана ΔH) и различными факторами, описываемыми слагаемыми, содержащимися в правой

части уравнения. Таким образом, оно может быть использовано для анализа и прогноза изменений вихря, т. е. циклоничности и антициклоничности в полях. Для практических целей, однако, удобнее использовать данное уравнение для анализа факторов, определяющих изменения геопотенциала высот изобарических поверхностей.

Выражение, стоящее в правой части (1.4.1), не содержит производных по времени. Поэтому оно может быть рассчитано по данным, имеющимся на картах АТ, относящихся к некоторому сроку наблюдений. Обозначая через Q правую часть уравнения (1.4.1) и учитывая, что

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta H = \Delta \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1.4.3)$$

получаем

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} = Q. \quad (1.4.4)$$

Следовательно, чтобы получить формулу для определения локальных изменений высот изобарических поверхностей $\partial H/\partial t$, надо проинтегрировать уравнение (1.4.4), т. е. решить уравнение Пуассона: найти величину $\partial H/\partial t$ по известному значению лапласиана от $\partial H/\partial t$. Из решения этого уравнения, если ограничиться результатами качественного анализа, следует, что прогностическое значение $\partial H/\partial t$ в некоторой точке представляет сумму величин Q в окружающих точках и входящих в нее с определенными весами, уменьшающимися по мере удаления от точки прогноза, при условии, что на границе области, в пределах которой вычисляются величины Q , алгебраическая сумма значений $\partial H/\partial t$ пренебрежимо мала. Согласно статистическим данным о суточных изменениях для слоя тропосферы 500—1000 гПа, радиус этой области изменяется в широких пределах, от 500 до 1500 км, в зависимости от размеров барических образований и соответствующих им областей изаллогипс.

Найдено также, что коэффициент корреляции между $\Delta(\partial H/\partial t)$ и $-\partial H/\partial t$ колеблется от 0,73 до 0,93, а величина m_1 в равенстве

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} = -m_1 \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1.4.5)$$

— от $2 \cdot 10^{-12}$ до $13 \cdot 10^{-12} \text{ м}^{-2}$.

Замена в (1.4.1) величины $\Delta(\partial H/\partial t)$ согласно (1.4.5) позволяет наиболее простым способом определить величину $\partial H/\partial t$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{m_1} \left[\frac{1}{l} (H, \Delta H) + (H, l) + (l^2 + \Delta H) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \right. \\ \left. - \frac{R}{p} \tau \Delta T - \frac{R}{p} \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right]. \end{aligned} \quad (1.4.6)$$

По сравнению с формулой для $\partial H/\partial t$, основанной на решении уравнения Пуассона, расчет по формуле (1.4.6) упрощается. В этом случае все величины в ее правой части вычисляются только на одном уровне и только для одной точки, для которой определяется величина $\partial H/\partial t$.

Вкратце рассмотрим факторы, влияющие на локальные изменения геопотенциальных высот изобарических поверхностей согласно формуле (1.4.6). Эти изменения, естественно, сопровождаются локальными изменениями атмосферного давления. При увеличении (уменьшении) высоты изобарической поверхности в прилежащих слоях атмосферы давление увеличивается (уменьшается). Также заметим, что поскольку уравнение (1.4.1) отличается от уравнения (1.4.6) знаком при правой части, факторы, приводящие к увеличению геопотенциальных высот, одновременно приводят к уменьшению вихря.

Первый член в правой части (1.4.6) представляет, как следует из (1.3.1) и (1.4.1), локальное изменение высот изобарических поверхностей вследствие горизонтального переноса вихря скорости. Это изменение геопотенциальных высот изобарических поверхностей условно называют вихревым изменением. Введя для обозначения его символ $(\partial H/\partial t)_в$, можно написать

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_в = \frac{1}{m_1 l} (H, \Delta H). \quad (1.4.7)$$

Согласно (1.4.7), перенос вихря сказывается в том, что при убывании значения вихря, т. е. при убывании циклоничности или возрастании антициклоничности поля в направлении потока, наблюдается уменьшение геопотенциала в некоторой точке ($\partial H/\partial t < 0$), а при возрастании циклоничности или уменьшении антициклоничности в направлении потока — рост геопотенциала ($\partial H/\partial t > 0$). Обычно первый случай имеет место в передней части ложбины или тыловой части гребня, а второй — в тыловой части ложбины или передней части гребня. Соответственно в передней части ложбины и тыловой части гребня происходит увеличение вихря со временем ($\partial \Delta H/\partial t > 0$), а в тыловой части ложбины или в передней части гребня — уменьшение вихря ($\partial \Delta H/\partial t < 0$).

Формула (1.4.7), записанная в натуральной системе координат (оси n и s — нормаль и касательная к изогипсе), позволяет определять изменения $(\partial H/\partial t)_в$ в зависимости от геометрической структуры изогипс. Она имеет вид

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_в = \frac{1}{m_1} \frac{1}{l} \left[H_n H_{ns} k + H_n^2 k_s + H_n \frac{\partial}{\partial s} H_{nn} \right]. \quad (1.4.8)$$

Согласно первому слагаемому в правой части этой формулы, сходимость (расходимость) циклонически искривленных изогипс обуславливает локальное увеличение (уменьшение) H , пропорциональное градиенту геопотенциала и модулю кривизны изогипс. Сходимость же (расходимость) антициклонически искривленных

изогипс обуславливает локальное уменьшение (увеличение) H , пропорциональное градиенту геопотенциала и модулю кривизны изогипс.

Согласно второму слагаемому, локальное увеличение (уменьшение) H связано с увеличением (уменьшением) циклонической кривизны изогипс вдоль потока, либо же локальное уменьшение (увеличение) H связано с увеличением (уменьшением) антициклонической кривизны изогипс. Изменения H , обусловленные этим фактором, пропорциональны квадрату градиента H .

При использовании этих правил следует просматривать входящие в них характеристики поля H в пространстве радиусом примерно 300—500 км около соответствующих точек. Об изменении H вследствие сходимости-расходимости изогипс $H_{ns} = (\partial H / \partial n)_s$ можно судить по различию градиентов H в двух других точках, лежащих впереди и позади данной точки. Аналогично следует судить о факторе $\partial k / \partial s$ по различию в кривизне изогипс.

В довольно редких случаях, когда изменения $(\partial H / \partial t)_v$, обусловленные первым и вторым слагаемыми в формуле (1.4.8), имеют противоположные знаки, первому из них следует отдать предпочтение, если оно выражено ярко, а второе слабо. Если же оба они выражены четко, то большее значение имеет первое слагаемое.

Второй член в правой части формулы (1.4.6)

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_2 = \frac{1}{m_1} (H, l) \quad (1.4.9)$$

представляет вклад в $\partial H / \partial t$, связанный с изменением величины l с широтой. Так как величина l в северном полушарии увеличивается с юга на север ($\partial l / \partial y > 0$), то при движении воздуха в более высокие широты $(\partial H / \partial t)_2 > 0$, а при движении в более низкие широты $(\partial H / \partial t)_2 < 0$. Чем меньше угол между направлением потока и меридианом и чем больше густота изогипс в потоке, имеющем меридиональную слагаемую, тем к большему увеличению или уменьшению геопотенциальных высот изобарических поверхностей приводит рассматриваемый фактор.

Третий член правой части (1.4.6) показывает, что положительная дивергенция воздушных течений сопровождается локальным увеличением геопотенциальных высот изобарических поверхностей, а отрицательная — уменьшением, причем это изменение при одном и том же значении дивергенции несколько больше в циклонах, где $\Delta H > 0$, и несколько меньше в антициклонах, где $\Delta H < 0$. Этот фактор обуславливает эволюцию полей геопотенциала. В дальнейшем локальное изменение геопотенциальных высот изобарических поверхностей, являющееся следствием дивергенции воздушных течений, будем называть дивергентным. Обозначая его через $(\partial H / \partial t)_d$ и пренебрегая величиной ΔH по сравнению с l^2 , получаем

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_d = \frac{l^2}{m_1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (1.4.10)$$

Указанное выше соответствие знаков $(\partial H/\partial t)_d$ и дивергенции — следствие воздействия на воздушный поток силы Кориолиса. При дивергирующих течениях, например, последняя будет создавать циркуляцию по часовой стрелке, т. е. антициклонический вихрь ($\partial \Delta H/\partial t < 0$), и, согласно (1.4.5), локальный рост геопотенциала.

Дивергенция скорости обычно является малой величиной по сравнению с производными $\partial u/\partial x$ и $\partial v/\partial y$, входящими в выражение (1.4.10). Судить о знаке дивергенции $(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)$ лишь по расходимости-сходимости линий тока (тем более изогипс) нельзя, поскольку дивергенция зависит еще и от изменения скорости ветра по потоку. Поэтому качественное определение знака $(\partial H/\partial t)_d$, как правило, затруднено, хотя встречаются поля ветра, при которых оно возможно. Например, при параллельных линиях тока в некотором районе возможен дивергентный рост (уменьшение) H , если скорости ветра на входе меньше (больше), чем скорости на выходе из него.

В соответствии с уравнением неразрывности (1.1.4) величина $(\partial H/\partial t)_d$ может быть также выражена через $-\partial \tau/\partial p$, т. е. она может быть определена в виде разности вертикальных скоростей на двух уровнях атмосферы.

Кроме рассмотренных главных членов в уравнении (1.4.6) имеются члены, отражающие роль других факторов. Они играют меньшую роль в изменении геопотенциала, так как их вклад в локальное изменение H в среднем примерно в 5—10 раз меньше вихревого и дивергентного вкладов.

Так, четвертый член правой части формулы (1.4.6)

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_4 = -\frac{R}{m_1 p} \tau \Delta T \quad (1.4.11)$$

характеризует локальное изменение геопотенциальных высот изобарических поверхностей, вызванное вертикальным переносом термического вихря. Согласно (1.4.11), восходящие движения ($\tau < 0$) при термическом гребне ($\Delta T < 0$), а также нисходящие движения при термической ложбине ($\Delta T > 0$) должны сопровождаться понижением изобарических поверхностей $(\partial H/\partial t)_4 < 0$. Нисходящие движения ($\tau > 0$) при термическом гребне ($\Delta T > 0$), а также восходящие движения при термической ложбине ($\Delta T > 0$), напротив, должны сопровождаться повышением изобарических поверхностей $(\partial H/\partial t)_4 > 0$.

Пятое слагаемое правой части (1.4.6)

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_5 = -\frac{R}{m_1 p} \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (1.4.12)$$

представляет вклад в локальное изменение геопотенциала, обусловленный распределением на данном уровне вертикальных движений и температуры воздуха. Этот фактор, как и факторы, представленные третьим и четвертым членами в (1.4.6), связаны с бароклинностью атмосферных движений. Если ось X параллельна

изотермам, а ось Y направлена в сторону холодной воздушной массы, то

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_5 = -\frac{R}{m_1 p} \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y}. \quad (1.4.13)$$

Следовательно, влияние факторов, входящих в этот член, на локальные изменения геопотенциальных высот изобарических поверхностей пропорционально контрастам температуры и вертикальной скорости в направлении нормали к изотермам. Это влияние наиболее сильно будет проявляться во фронтальных зонах, где $\partial T/\partial y$ имеет наибольшие значения при различных вертикальных скоростях в теплой и холодной воздушных массах. Убывание вертикальной скорости в направлении от холодного воздуха к тепловому ($\partial \tau/\partial y > 0$) должно сопровождаться повышением изобарических поверхностей $(\partial H/\partial t)_5 > 0$. При возрастании вертикальных скоростей от холодного воздуха к тепловому ($\partial \tau/\partial y < 0$) изобарические поверхности должны понижаться. Чем больше горизонтальный градиент температуры и чем быстрее изменяется вертикальная скорость от холодного воздуха к тепловому, тем больше величина $(\partial H/\partial t)_5$.

Из изложенного следует, что формула (1.4.6) дает общее представление о физических факторах, влияющих на локальное изменение геопотенциальных высот любой изобарической поверхности тропосферы, за исключением слоев (пограничный слой, фронтальная поверхность, слой трения и др.), в которых сказываются силы трения, не учтенные при выводе формулы (1.4.6).

Для прогноза возможного изменения градиента геопотенциала на картах АТ применима формула

$$\frac{\partial H_n}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right), \quad (1.4.14)$$

где H_n — градиент геопотенциала, n — нормаль к изогипсе в районе прогноза. Согласно (1.4.14), изменение градиента геопотенциала в некоторой точке зависит от локальных изменений геопотенциала в точках справа и слева от изогипсы, проходящей через эту точку. Если справа по течению от взятой точки увеличение (уменьшение) геопотенциальных высот будет больше (меньше), чем слева, то в этой точке градиент H увеличивается. Наоборот, градиент уменьшается, если увеличение (уменьшение) высот справа будет меньше (больше), чем слева. Градиент H , очевидно, изменится и в том случае, когда знаки изменения высот справа и слева от взятой точки будут противоположными.

Во многих случаях представление о последующем изменении градиента в поле геопотенциала можно получить с помощью изаллогипс, если учитывать их перемещение. Справедливы следующие правила:

1) в правой части (по направлению течения) области отрицательных изаллогипс градиенты в поле H увеличиваются, в левой уменьшаются;

2) в правой части области положительных изаллогипс градиенты в поле H уменьшаются, в левой — увеличиваются;

3) в центральной части области изаллогипс градиент в поле H не меняется.

1.5. Способы расчета вихревой и дивергентной составляющих локального изменения высот изобарических поверхностей

Величины $(\partial H / \partial t)_в$ и $(\partial H / \partial t)_д$ в формуле (1.4.6) являются главными составляющими. Поэтому с достаточным приближением можно принять, что в большинстве случаев

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{m_1 l} (H, \Delta H) + \frac{l^2}{m_1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (1.5.1)$$

Подставляя в (1.5.1) $l = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и $m_1 = 1,3 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-2}$, для $\delta t = 24 \text{ ч}$ получим

$$(\delta_t H) = 2,1 \cdot 10^{-2} (H_x \Delta_y H - H_y \Delta_x H) + 0,90 (u_x + v_y), \quad (1.5.2)$$

где

$$\begin{aligned} H_x &= H_1 - H_3, & H_y &= H_2 - H_4, \\ \Delta_x H &= (\Delta H)_1 - (\Delta H)_3, & \Delta_y H &= (\Delta H)_2 - (\Delta H)_4, \\ u_x &= u_1 - u_3, & v_y &= v_2 - v_4. \end{aligned}$$

В рабочих формулах (1.5.2) и (1.5.3) H выражено в декаметрах, u, v — в м/с, цифровыми индексами отмечены точки сетки на рис. 1.2.1 (шаг 500 км), в которых с карт АТ берутся необходимые для расчета значения геопотенциала и компоненты ветра. Коэффициент при первом слагаемом в (1.5.2) зависит от размеров образований в полях АТ. Приведенное его значение соответствует образованиям с радиусом около 500 км.

Вычисление $(\delta_t H)_в$ несколько упрощается, если начало системы координат XOY совпадает с точкой, в которой определяется $(\delta_t H)_в$, а ось X направлена так, что $H_x = H_1 - H_3 = 0$ (т. е. $H_1 = H_3$). В этом случае

$$\begin{aligned} (\delta_t H)_в &= -2 \cdot 10^{-2} (H_2 - H_4) [(H_9 - H_{11}) + \\ &\quad + (H_5 - H_6) + (H_8 - H_7)], \end{aligned} \quad (1.5.3)$$

а по данным примера на рис. 1.5.1 $(\delta_t H)_в = 5,0 \text{ дам}$.

Эта величина представляет суточное локальное приращение геопотенциала H , обусловленное адвекцией вихря скорости.

Эволюция высотных циклонов и антициклонов, т. е. изменение геопотенциальных высот в их центрах, где $H_x = H_y = 0$, $(\delta_t H)_в = 0$ в основном связано с дивергентным вкладом. Дивергирующие (конвергирующие) течения воздуха приводят под воздействием силы Кориолиса к увеличению (уменьшению) геопотенциальных высот.

На рис. 1.5.1 в точках 1, 2, 3, 4 скорости и направления ветра равны 10, 12,5, 15 и 5 м/с и 305, 295, 230, 245°. Соответственно этим данным по формулам (1.2.6), (1.2.7) и (1.5.2) находим: $u_1=8,2$; $u_3=11,5$; $v_2=-5,3$; $v_4=2,1$; $u_x=-3,3$; $v_y=-7,4$ и $(\delta_t H)_д = -9,6$ дам. Суммарное с учетом $(\delta_t H)_в$ локальное изменение геопотенциала в точке 0 составляет примерно $-4,6$ дам за сутки.

При выявлении роли отдельных факторов в изменении геопотенциальных высот какой-либо изобарической поверхности в течение некоторого интервала времени следует произвести расчеты

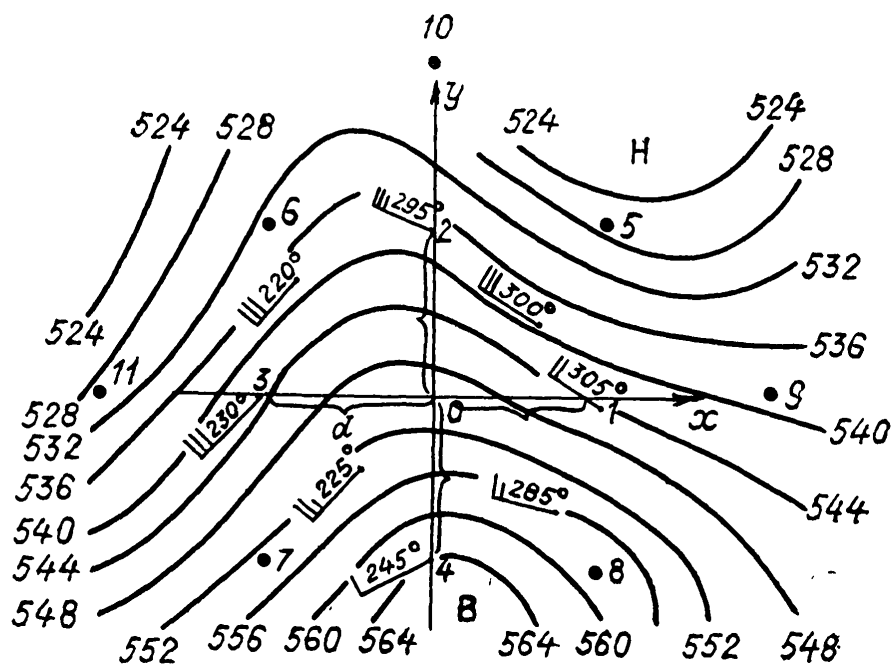


Рис. 1.5.1. Пример расчета локального изменения геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа ($d=500$ км).

по приведенным формулам по данным карт АТ, относящихся к различным моментам этого периода. Затем полученные результаты следует осреднить. При учете влияния переноса вихря и дивергенции ветра совпадение знаков фактических и рассчитанных изменений поверхности 700 гПа имеет место в 85 % случаев, т. е. примерно на 15 % чаще, чем при учете только переноса вихря скорости.

Если воспользоваться уравнением неразрывности, условием адиабатичности и эмпирической зависимостью между $\partial H/\partial y$ на уровнях 500—700 гПа и $\partial T/\partial y$ на уровне 200 гПа, характеризующейся для отдельных выборок коэффициентами корреляции от $-0,92$ до $-0,62$, то второму члену в правой части (1.5.1) можно придать такой вид:

$$(\delta_t H)_д = 3,0 \cdot 10^{-3} [u_0 (T_1 - T_3) + v_0 (T_2 - T_4)]_{200}, \quad (1.5.4)$$

где u , v и T — компоненты скорости ветра и температура на уровне 200 гПа, а индексы при них — номера точек на рис. 1.2.1 при $r=500$ км.

Следовательно, приближенно дивергентное приращение геопотенциала $(\partial H/\partial t)_д$ зависит от адвекции температуры на уровне 200 гПа. Адвекция тепла на этом уровне в большинстве случаев сопровождается конвергенцией ветра и уменьшением высот поверхностей 700—500 гПа, а адвекция холода — дивергенцией и увеличением высот поверхности 500—700 гПа.

Успешность расчета знака величины $(\delta_t H)_д$ по формуле (1.5.4) уменьшается примерно на 10 % по сравнению с результатами определения по наблюдениям за ветром. Целесообразность использования формулы (1.5.4) для определения дивергентного вклада устанавливается на основе ее проверки на местном материале.

1.6. Графический способ прогноза вихревой составляющей изменения геопотенциала $(\partial H/\partial t)_в$

Если в формуле (1.4.7) при $m_1 = 1/r^2$ лапласиан ΔH заменить величиной $B(x, y)$, то

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_в = \frac{1}{l} (H, B), \quad (1.6.1)$$

где

$$B(x, y) = \frac{H_1 + H_2 + H_3 + H_4}{4}. \quad (1.6.2)$$

Согласно формуле (1.6.1), величина $(\partial H/\partial t)_в$ может быть получена путем переноса величины H по изолиниям поля функции B со скоростью

$$C = \frac{1}{l} \frac{\delta B}{\delta n}, \quad (1.6.3)$$

где n — направление нормали к изолиниям поля B . Качество графического прогноза по формуле (1.6.3) зависит от подходящего выбора функции B . Расстояние точек 1, 2, 3, 4 от точки, для которой она вычисляется, выбирается так, чтобы функция B мало изменялась в течение интервала времени, равного длительности прогноза. Из изложенного в п. 1.4 следует, что, исходя из среднего значения диаметра барических образований, этому условию удовлетворяют точки 1, 2, 3, 4, удаленные от начала координат на расстояние $r = 1000$ км, а величина B представляет осредненный по контуру абсолютный геопотенциал.

После нанесения значений B на бланк синоптической карты проводятся изогипсы через 4 гп. дам, по которым определяются направление и скорость переноса величины H . Скорость переноса находится с помощью градиентной линейки. Если пренебречь из-

менением l в зависимости от широты, то величина переноса H за сутки может быть вычислена по формуле

$$C = \frac{1}{l} \frac{\delta B}{\delta n} = 72,08 \delta B \text{ км/сут},$$

где δB — градиент величины B для $\delta n = 1000$ км и $l = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$.

В рассматриваемом графическом способе прогноза изменений геопотенциала не учитывается дивергентный фактор. Поэтому данный способ в большей мере справедлив для прогноза геопотенциала на тех уровнях, где дивергенция скорости минимальная, т.е. на уровнях 700—500 гПа. Однако, как показывает опыт, формула типа (1.6.1) может применяться также и для построения графического прогноза полей геопотенциала 850, 700, 500 и 300 гПа. При прогнозе поля H_{850} предпочтительней вести расчет величины B при радиусе контуров 750 км.

Относительная погрешность графического прогноза геопотенциальных высот поверхностей 700 и 500 гПа по формуле (1.6.1) колеблется от 0,93 до 0,70. Наличие в способе ошибок, соизмеримых с фактической изменчивостью абсолютного геопотенциала, в основном вызывается пренебрежением факторами, обуславливающими эволюцию поля H , и допущением о неизменяемости в течение срока прогноза поля $B(x, y)$.

1.7. Диагноз и прогноз изменений приземного давления

Интегрируя уравнение статики по давлению и затем дифференцируя полученное соотношение по времени, получим

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} - R \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{\partial p}{p}, \quad (1.7.1)$$

где H_p и H_{p_0} — значения геопотенциала на изобарических поверхностях $p = \text{const}$ и $p_0 = \text{const}$. Переходя в (1.7.1) от H_{p_0} к p_0 и полагая, что

$$\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} = \frac{1}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{RT_0}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t}, \quad (1.7.2)$$

получаем

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{p_0}{RT_0} \frac{\partial H_p}{\partial t} - \frac{p_0}{T_0} \left(\ln \frac{p_0}{p} \right) \frac{\partial \bar{T}}{\partial t}, \quad (1.7.3)$$

где T — средняя температура слоя, ограниченного изобарическими поверхностями p и p_0 . Следовательно, локальное изменение приземного давления связано с локальным изменением высоты некоторой изобарической поверхности p и локальным изменением средней температуры воздуха в нижележащем слое. Уменьшение (уве-

личение) высоты изобарической поверхности обуславливает падение (рост) давления у поверхности Земли. В то же время понижение (повышение) температуры указанного слоя обуславливает рост (падение) давления у поверхности Земли.

Если в (1.7.3) ввести вместо $\partial H_p / \partial t$ выражение этой величины согласно формуле (1.4.6), то можно получить общего вида формулу локальных изменений приземного давления, в которой будут отсутствовать лишь члены, зависящие от силы трения в приземном слое атмосферы. Непосредственное применение такой формулы для вычисления локальных изменений приземного давления требует трудоемких расчетов, поэтому рассмотрим ее частный вариант.

Если в (1.7.3) произвести замену $\partial H_p / \partial t$ согласно (1.5.1), то получим

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{a}{m_1 l} (H, \Delta H) + \frac{al^2}{m_1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - b \frac{\partial \bar{T}}{\partial t}, \quad (1.7.4)$$

где

$$a = \frac{p_0}{RT_0}, \quad b = \frac{p_0}{T_0} \ln \frac{p_0}{p}. \quad (1.7.5)$$

Учитывая еще формулу (1.6.1) и заменяя в выражении (H, B) частные производные от H по x и y на частные производные от p_0 , согласно равенствам

$$\begin{aligned} \frac{\partial H_p}{\partial x} &= \frac{1}{a} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{b}{a} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}, \\ \frac{\partial H_p}{\partial y} &= \frac{1}{a} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{b}{a} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \end{aligned} \quad (1.7.6)$$

получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_0}{\partial t} &= \frac{1}{l} (p_0, B) + \frac{al^2}{m_1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \\ &+ b \left[\frac{1}{l} (\bar{T}, B) - \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right]. \end{aligned} \quad (1.7.7)$$

Эта формула применима для расчета $\partial p_0 / \partial t$, если предварительно найдено значение третьего слагаемого правой части. Однако возможно упрощение данной формулы. Второе слагаемое в ней, как указывалось выше, имеет небольшое значение, если его вычислять по данным о ветре на уровне 500 и 700 гПа. Третье слагаемое также мало, потому что оно является суммой двух величин, близких по модулю, но и противоположных по знаку. Пренебрегая в (1.7.7) вторым и третьим слагаемыми, найдем

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{1}{l} (p_0, B). \quad (1.7.8)$$

Входящая в эту формулу величина B вычисляется по данным геопотенциала поверхности 500 или 700 гПа по формуле (1.6.2).

Согласно (1.7.8), локальное изменение приземного давления обусловлено его адвекцией со скоростью, определяемой по изогипсам поля функции B , которая, согласно (1.6.2), представляет осредненное по контурам поле AT_{500} . Поэтому формулу (1.7.8) можно рассматривать как приближенное теоретическое обоснование эмпирического правила о перемещении приземных циклонов и антициклонов в направлении устойчивого воздушного течения на уровне 4—6 км над ними.

Согласно имеющимся данным о дивергенции скорости ветра на уровне 500 гПа и о третьем слагаемом в (1.7.7), порядок погрешности суточного прогноза p_0 по формуле (1.7.8) составляет 3—4 гПа. Точность прогноза немного повышается, если в (1.7.8) ввести слагаемое, учитывающее изменение p_0 , связанное с переносом барических тенденций. В этом случае применима формула

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{0,5}{l} [(p_0, B) + (p'_0, B)], \quad (1.7.9)$$

где $p'_0 = \bar{p}_t t$; \bar{p}_t — среднее значение барической тенденции по данным в нескольких точках траектории переноса, определяемой по полю B ; t — заблаговременность прогноза.

В центральной части приземного барического образования второе слагаемое в (1.7.9), зависящее от барических тенденций, определяет его эволюцию. Расположение же барического центра спустя время t определяется первым слагаемым (1.7.9), т. е. путем переноса по полю B . При расчете $\partial p_0 / \partial t$ в барических центрах коэффициент 0,5 в (1.7.9) увеличивается вдвое.

Абсолютные и относительные ошибки прогнозов p_0 по формулам (1.7.8) и (1.7.9) оказались равными 3,6 гПа, 0,78 и 3,3 гПа, 0,73. Эти величины характеризуют прогнозы по территории Европы, предвычисленные по данным 11 синоптических ситуаций, отличавшихся сложными изменениями барических полей. Анализ ошибок прогнозов показал, что возможно некоторое улучшение их качества.

Точность расчета второго слагаемого в (1.7.9) повышается, если исключить влияние на величину барических тенденций суточного хода давления. Формулы для расчета соответствующих поправок имеют следующий вид:

для исходного срока 0 ч (гринв. вр.)

$$\begin{aligned} \Delta p_0 \geq 0, \quad \delta a &= 0,10 \sqrt{0,04 + \Delta p_0} - 0,03, \\ \Delta p_0 \leq 0, \quad \delta a &= -0,28 \sqrt{0,76 - \Delta p_0} + 0,23, \end{aligned} \quad (1.7.10)$$

для исходного срока 12 ч

$$\begin{aligned} \Delta p_0 \geq 5, \quad \delta a &= -0,28 \sqrt{\Delta p_0 - 1,24} + 0,66, \\ \Delta p_0 \leq 5, \quad \delta a &= 0,08 \sqrt{5,06 - \Delta p_0} + 0,11. \end{aligned} \quad (1.7.11)$$

В этих формулах δa — поправка к наблюдаемой барической тенденции, выраженная в гПа за 3 ч, Δp_0 — лапласиан, вычисленный по значениям приземного давления в гПа в девяти узлах прямоугольной сетки с шагом 300 км по рабочей формуле

$$\Delta p_0 = \frac{1}{2} [(p_1 - p_0) + (p_2 - p_0) + \dots + (p_8 - p_0)] \quad (1.7.12)$$

(номера точек указаны на рис. 1.2.1).

В качестве примера рассчитаны поправки δa в центральных частях антициклона и циклона, где по формулам (1.7.10) получено: $\Delta p_0 = -5,0$; $\Delta p_0 = 12$; $\delta a = -0,4$; $\delta a = 0,3$.

Поправки к барическим тенденциям вычисляются в летний сезон при прогнозе изменения давления в приземных барических центрах, как и при прогнозе p_0 в любых фиксированных географических точках. В первом случае поправка суммируется со средним значением тенденции в барическом центре, а во втором — со средним значением барической тенденции для траектории переноса.

Для прогноза изменения давления в приземных барических центрах с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч может быть использована также формула

$$(\delta p_0)_{\text{буд}} = a_1 (\delta p_0)_{\text{исх}} - b_1 [(\delta p_0)_{\text{исх}} - (\delta p_0)_{\text{пред}}] + c_1, \quad (1.7.13)$$

где $(\delta p_0)_{\text{буд}}$ — будущее изменение давления в барическом центре; $(\delta p_0)_{\text{исх}}$ — исходное изменение p_0 в барическом центре, определяемое по барическим тенденциям в области его расположения за 1,5 ч до исходного срока, $(\delta p_0)_{\text{пред}}$ — изменение p_0 в барическом центре, наблюдавшееся в течение 12 ч до исходного срока, a_1 , b_1 , c_1 — эмпирические коэффициенты.

Учет второго слагаемого в (1.7.13) по данным для равнинных районов Европы при суточном прогнозе повышает успешность прогноза эволюции приземных барических образований на 5—8 %, причем коэффициент b_1 достигает значения 0,6.

Если в (1.7.13) пренебречь вторым членом, то в этом случае точность прогноза эволюции барических образований будет близка к точности прогноза по формуле (1.7.9).

Качество прогноза p_0 повышается, если уточнить правило ведущего потока. Возможны различные способы решения этой задачи. При наличии прогностических полей AT_{500} вместо одного поля B_0 для расчета перемещения приземных барических образований можно использовать поля B_{12} , B_{24} , B_{36} через 12, 24 и 36 ч после исходного срока. Однако из-за трудоемкости расчетов этот способ применим лишь при численных прогнозах погоды.

Для уточнения правила ведущего потока целесообразно получение региональных связей, учитывающих аномальность перемещения барических образований и имеющих вид

$$C_{\text{буд}} = a_2 C_{\text{исх}} + b_2 (C_{\text{исх}} - C_{\text{пред}}) + C_2. \quad (1.7.14)$$

В (1.7.14) $\mathbf{C}_{\text{пред}}$, $\mathbf{C}_{\text{исх}}$, $\mathbf{C}_{\text{буд}}$ — векторы отклонения скорости перемещения приземных барических образований от потока над ними на уровне 500 гПа соответственно в течение 12 ч до исходного срока, в исходный срок и в последующие за ним 12, 24 и 36 ч; a_2 , b_2 , \mathbf{C}_2 — эмпирические коэффициенты.

Пример прогноза перемещения циклона по формуле (1.7.14) дан в гл. 6 Руководства. Точность прогноза траекторий приземных барических образований по правилу ведущего потока, уточненного по данным региональных материалов, согласно (1.7.14) повышается на 10—15 %.

1.8. Диагноз и прогноз локальных изменений барического поля в квазигеострофическом приближении

Наличие в предыдущих формулах величин, для расчета которых необходимы данные наблюдений за ветром, ограничивает возможность их применения для диагноза и прогноза изменений барического поля. Поэтому в настоящем параграфе задача диагноза и прогноза изменений барического поля будет рассмотрена в постановке, при которой в используемые формулы входят лишь величины, определяемые по данным температурного зондирования атмосферы. В основе такой постановки задачи лежит предположение о том, что в определенном приближении величины u , v и Ω в уравнении вихря (1.3.1) и уравнении притока тепла (1.1.5) могут быть представлены с помощью геострофических соотношений (1.1.11) и (1.2.2).

Будем исходить из уравнения вихря в форме (1.4.1). В этом уравнении дивергенцию скорости ($\partial u/\partial x + \partial v/\partial y$) заменим по уравнению неразрывности (1.1.4) на $-\partial \tau/\partial p$, в множителе $(l^2 + \Delta H)$ пренебрегаем величиной ΔH по сравнению с l^2 ; кроме того, отбросим два последних слагаемых, содержащих τ (напомним, что пренебрежение этими слагаемыми допустимо лишь вне интенсивных фронтальных зон).

Сохранив, таким образом, только главные факторы, определяющие изменение барического поля, получим

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} + \left(H, \frac{1}{l} \Delta H + l \right) = l^2 \frac{\partial \tau}{\partial p}. \quad (1.8.1)$$

Здесь величина $\frac{1}{l} \Delta H + l$ есть абсолютный вихрь (в геострофическом приближении). Как и в (1.4.1), в уравнении (1.8.1) во всех слагаемых, за исключением члена с дивергенцией $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y$, величины u и v заменены через производные от геопотенциала H с помощью геострофических соотношений. Схемы прогноза, основанные на использовании такого представления составляющих скорости в уравнении вихря, называются *квазигеострофическими*.

В уравнении (1.8.1) содержатся две искомые величины: H и τ . Поэтому для определения этих величин необходимо привлечь еще одно уравнение, содержащее эти же величины и не содержащее других неизвестных величин. В качестве второго прогностического соотношения привлекается уравнение притока тепла (1.1.5), в котором температура T должна быть выражена через геопотенциал H по формуле ((1.1.12), а составляющие скорости u , v заменены с помощью геострофических соотношений (1.1.11):

$$p^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) + \frac{p^2}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial p} \right) + \frac{R^2 T}{g} (\gamma_a - \gamma) \tau = 0, \quad (1.8.2)$$

где в качестве температуры T в последнем слагаемом принимается ее среднее значение (постоянная величина).

Уравнение вихря (1.8.1) и уравнение притока тепла (1.8.2) образуют систему из двух уравнений относительно двух искомых величин: $\partial H / \partial t$ и τ . Если из этих уравнений исключить τ (для этого необходимо (1.8.2) продифференцировать по p), получим одно уравнение для определения $\partial H / \partial t$:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{L^2} \frac{\partial}{\partial p} \left[p^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) \right] = - \left(H, \frac{1}{l} \Delta H + l \right) - \\ - \frac{1}{L^2} \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial p} \left[p^2 \left(H, \frac{\partial H}{\partial p} \right) \right], \quad (1.8.3)$$

где L — параметр, имеющий размерность длины,

$$L^2 = \frac{R^2}{gl^2} (\gamma_a - \gamma) T.$$

Он зависит от устойчивости атмосферы. Для средних условий в атмосфере $L \approx 750$ км. Приблизительно этот параметр может быть принят постоянным.

Итак, в квазигеострофическом приближении задача диагноза и прогноза изменений барического поля сводится к решению относительно $\partial H / \partial t$ одного уравнения (1.8.3). Для его решения достаточно знать начальное распределение только одной метеорологической величины — геопотенциала H . Проанализируем уравнение (1.8.3).

Как следует из (1.8.3), мгновенное локальное изменение геопотенциала $\partial H / \partial t$ связано с распределением в пространстве двух метеорологических факторов: адвекции абсолютного вихря

$$A_\Omega = \frac{1}{l} \left(H, \frac{1}{l} \Delta H + l \right) = u_r \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{l} \Delta H + l \right) + \\ + v_r \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{l} \Delta H + l \right)$$

$$A_r = \frac{1}{lR} \left(H, p \frac{\partial H}{\partial p} \right) = - \left(u_r \frac{\partial T}{\partial x} + v_r \frac{\partial T}{\partial y} \right).$$

Количественно зависимость $\partial H/\partial t$ от указанных факторов может быть найдена путем решения уравнения (1.8.3) относительно $\partial H/\partial t$. Приведем решение уравнения (1.8.3) относительно $\partial H/\partial t$ в виде, удобном для анализа факторов, определяющих эту величину:

$$\frac{\partial H}{\partial t}(p) = \frac{L^2 l}{2\pi} \int_0^P \int_0^{2\pi} \int_0^\infty A_\Omega M_\Omega r dr d\varphi dp' + \frac{R}{2\pi} \int_0^P \int_0^{2\pi} \int_0^\infty A_r M_r r dr d\varphi dp'. \quad (1.8.4)$$

Эта формула позволяет рассчитать локальное изменение геопотенциала в некоторой точке атмосферы на уровне p , если известно распределение адвекции вихря и адвекции температуры в окружающем пространстве.

Отметим, что данное решение получено без учета орографических, тепловых и других воздействий подстилающей поверхности на атмосферные процессы и без учета конденсации и испарения влаги. Поэтому оно справедливо, строго говоря, только для диагноза изменений барического поля в свободной атмосфере при отсутствии осадков. Кроме того, здесь принята постоянная величина L , зависящая от стратификации атмосферы. Как показывает опыт, прогностические схемы, основанные на использовании решения (1.8.4), могут быть применены для предвычисления полей геопотенциала на срок до 24—48 ч.

Обратимся к анализу формулы (1.8.4). В правой части здесь содержатся пространственные интегралы (преобразуемые при практических расчетах в суммы) от произведений адвекции вихря и адвекции температуры на соответствующие им функции влияния $M_\Omega(p, p', r)$ и $M_r(p, p', r)$. Функции влияния определяют веса, с которыми соответственно адвекция вихря и адвекция температуры, наблюдаемые в некоторой точке атмосферы (p', r) , влияют на изменение геопотенциала в точке $(p, 0)$, для которой производится расчет величины $\partial H/\partial t$. Веса зависят от взаимного расположения указанных точек. Соответственно этому в числе аргументов функций влияния M_Ω и M_r указаны p , p' и r . Здесь p относится к уровню, для которого производится расчет $\partial H/\partial t$, p' — к уровню, влияние которого учитывается, r — расстояние по горизонтали от точки, для которой производится расчет $\partial H/\partial t$ (точка, где $r=0$), до точки, влияние которой учитывается. Функции влияния не зависят от направления отрезка по горизонтали, соединяющего эти две точки. Интегралы в (1.8.4) распространены по p' от $p'=0$ до $p'=P$, т. е. по всему слою атмосферы от ее верхней границы ($p'=0$) до поверхности $p'=P=1000$ гПа, принимаемой в качестве ее нижней границы, по всем направлениям ($0 \leq \varphi \leq 2\pi$) и по

расстоянию от $r=0$ до $r \rightarrow \infty$. Ниже будет указано, как при практических расчетах устраняется трудность, связанная с необходимостью учитывать вклады адвекции вихря и адвекции температуры в удаленных точках атмосферы.

На рис. 1.8.1 в качестве примера представлен график функции влияния $M_\Omega(500, p', r)$ для расчета вклада адвекции вихря в величину $\partial H/\partial t$ на уровне $p=500$ гПа (функции влияния для расчета вклада адвекции вихря в изменение геопотенциала на других уровнях имеют аналогичный вид). По оси абсцисс здесь отложено расстояние r до «влияющей» точки, а по оси ординат — давление p' на «влияющих» уровнях. Функция влияния представлена ее изолиниями в плоскости (r, p') . Числа у изолиний указывают

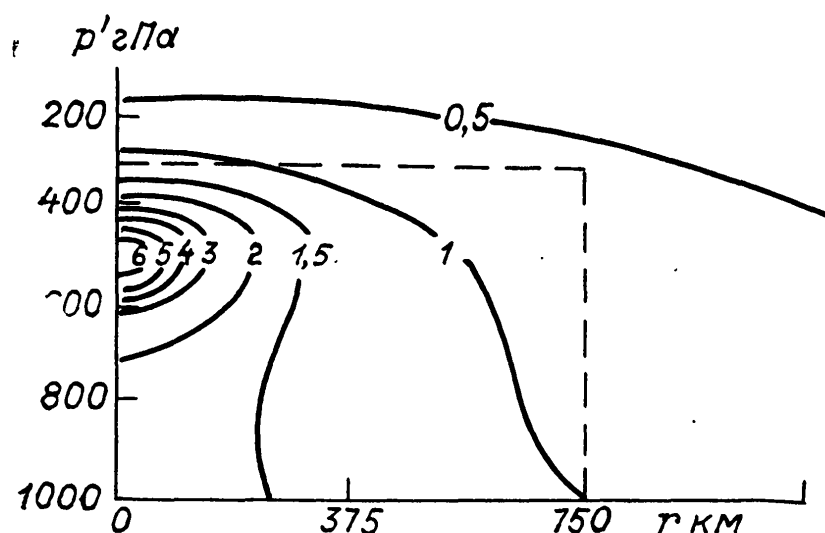


Рис. 1.8.1. График функции влияния $M_\Omega(500, p', r)$ для расчета изменений геопотенциала на поверхности $p=500$ гПа, обусловленных адвекцией вихря на разных уровнях атмосферы.

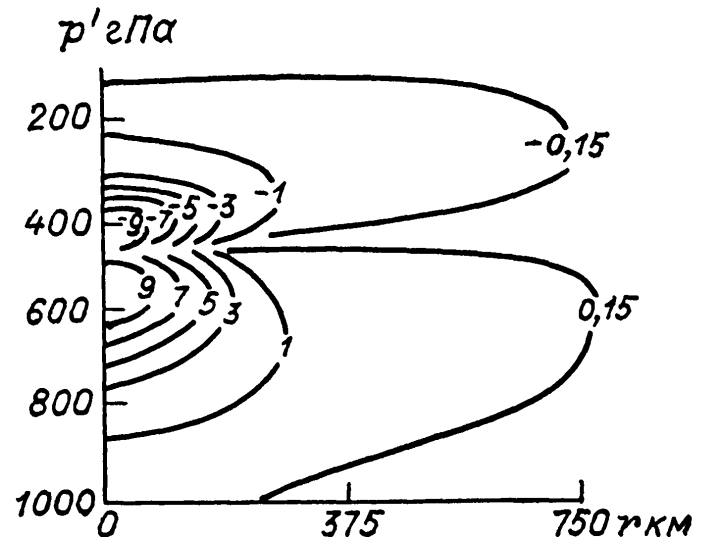
вес вклада адвекции вихря в соответствующих точках в изменение геопотенциала $\partial H/\partial t$ в точке $r=0$ на уровне $p=500$ гПа. Как видно из графика, адвекция вихря в точке $r=750$ км на уровне $p'=300$ гПа влияет на изменение геопотенциала в точке $r=0$ на уровне 500 гПа весом, равным 0,6. С удалением (по горизонтали и вертикали) от точки, для которой производится расчет $\partial H/\partial t$, веса влияния адвекции вихря убывают. Для того чтобы рассчитать вклад адвекции вихря в некоторой точке в изменение геопотенциала в точке $r=0$, следует умножить величину M_Ω на величину адвекции вихря A_Ω в этой точке и на объем области $r \cdot \Delta r \times \Delta \varphi \cdot \Delta p'$, к которой относится вычисленное значение A_Ω . Суммируя все произведения указанного типа, найдем вклад адвекции вихря в окружающем пространстве в изменение геопотенциала в точке $r=0$. Аналогичным образом рассчитывается и вклад адвекции температуры; соответствующая функция влияния представлена на рис. 1.8.2.

Заметим, что в отличие от методики расчетов, описанной в п. 1.5, где принималось во внимание значение того или иного влияющего фактора только на одном уровне и лишь в той точке, для которой необходимо определить $\partial H/\partial t$, в излагаемой здесь постановке принимаются во внимание вклады рассматриваемых факторов на разных уровнях и на разных удалениях от точки прог-

ноза. Поэтому данная постановка может рассматриваться как обобщение изложенной в п. 1.5.

При практических расчетах целесообразно вместо использования общих формул, содержащих интегралы по бесконечной плоскости, применять формулы, в которых интегрирование производится по ограниченной плоскости. Это оказывается возможным, если привлечь дополнительное слагаемое, содержащее контурный интеграл от величин $\partial H/\partial t$, вычисленных в первом приближении без учета этого дополнительного слагаемого. При введении этого слагаемого необходимое преобразование решения (1.8.4) приводит к интегралам с ограниченным пределом по r (от $r=0$ до

Рис. 1.8.2. График функции влияния $M_T(500, p', r)$ для расчета изменений геопотенциала на поверхности $p=500$ гПа, обусловленных адвекцией температуры на разных уровнях атмосферы.



$r=r_1$) и к изменению вида функций влияния M_Ω и M_T (обращение в нуль при $r=r_1$). Дополнительное слагаемое имеет вид

$$\int_0^P \int_0^{2\pi} M_{r_1}(p, p') \frac{\partial H^{(1)}}{\partial t} d\varphi dp'. \quad (1.8.5)$$

Это интеграл по боковой поверхности цилиндра радиусом $r=r_1$, простирающегося по всей толще атмосферы от $p'=0$ до $p'=P$; ось цилиндра проходит через точку $r=0$, для которой производится расчет $\partial H/\partial t$. Здесь M_{r_1} — функция влияния, зависящая только от аргументов p и p' ; $\partial H^{(1)}/\partial t$ — значения $\partial H/\partial t$ в точках боковой поверхности цилиндра, найденные в первом приближении, т. е. без учета данного слагаемого.

Исходя из решения (1.8.4) проведем качественный анализ влияния различных факторов, определяющих изменение геопотенциала на разных уровнях атмосферы. Функции влияния M_Ω имеют один и тот же знак на всех высотах p' . Следовательно, адвекция вихря, наблюдаемая на любом уровне, приводит к изменениям давления одного и того же знака на всех уровнях. Поскольку функция M_Ω всюду положительна, то, как это следует из (1.8.4), положительным значениям

$$A_\Omega = u_r \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{l} \Delta H + l \right) + v_r \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{l} \Delta H + l \right)$$

соответствует рост геопотенциала ($\partial H/\partial t > 0$). Наоборот, при $A_\Omega < 0$ $\partial H/\partial t < 0$. Следовательно, при возрастании абсолютного вихря в направлении потока будет наблюдаться рост геопотенциала ($\partial H/\partial t > 0$), а при убывании — уменьшение геопотенциала ($\partial H/\partial t < 0$). Этот вывод соответствует полученному ранее при анализе формулы (1.4.7).

Рассмотрим теперь особенности локальных изменений геопотенциала, обусловленных адвекцией температуры (или относительного геопотенциала — $\partial H/\partial p$).

На рис. 1.8.2 в виде примера представлен график функции влияния $M_T(500, p', r)$, определяющей вклады адвекции температуры на разных уровнях p' и на разных удалениях r от точки

α	β	θ	ζ	∂
$p_2 (+)$	$(-)$			$(+)$
$(\delta T)_A > 0$	$(\delta T)_A < 0$	$(\delta T)_A < 0$	$(\delta T)_A > 0$	$(\delta T)_A > 0$
p_1		$(+)$	$(-)$	$(-)$
$(\delta T)_A > 0$	$(\delta T)_A < 0$	$(\delta T)_A > 0$	$(\delta T)_A < 0$	$(\delta T)_A = 0$
$p_0 (-)$	$(+)$			$(-)$

Рис. 1.8.3. Схематическое представление пяти случаев изменения геопотенциала на различных поверхностях, обусловленного различным распределением по вертикали адвективного повышения $(\delta T)_A > 0$ и понижения $(\delta T)_A < 0$ температуры в нижней и верхней частях атмосферы.

прогноза в изменение геопотенциала на уровне $p = 500$ гПа. В отличие от функции M_Ω , данная функция не является знакопостоянной: она отрицательна в области, расположенной выше того уровня, для которого ведется расчет $\partial H/\partial t$, и положительна ниже этого уровня. Это означает, в частности, что адвекция тепла, наблюдаемая на уровнях, расположенных выше и ниже некоторого рассматриваемого уровня p , приводит к противоположным по знаку изменениям геопотенциала на этом уровне. Определим знак этих изменений.

Поскольку $A_T = -(u_T \partial T/\partial x + v_T \partial T/\partial y)$, то при адвекции тепла (убывание температуры в направлении потока) $A_T > 0$, а при адвекции холода $A_T < 0$. Учитывая изменение с высотой знака функции влияния M_T , нетрудно получить следующие правила.

1. Адвекция тепла (холода) в слоях, лежащих выше некоторого уровня, обуславливает понижение (повышение) геопотенциала на данном уровне.

2. Адвекция тепла (холода) в слоях, лежащих ниже некоторого уровня, обуславливает повышение (понижение) геопотенциала на данном уровне.

На рис. 1.8.3 схематически изображены пять случаев различного распределения по вертикали адвективного повышения $(\delta T)_A > 0$ и понижения $(\delta T)_A < 0$ температуры в нижней и верх-

ней частях атмосферы, ограниченных уровнями p_0 , p_1 и p_2 . На нижнем уровне p_0 давление понижается в случаях *a* и *б*, так как выше этого уровня происходит адвекция тепла. В этих же случаях адвекция тепла вызывает рост давления на верхнем уровне p_2 . Для среднего уровня p_1 распределение адвекции температуры не дает четких указаний на изменение давления в случаях *a* и *б*, но особо благоприятствует росту давления в случае *в* и падению давления в случае *г*. Заметим еще, что при оценке роли адвекции температуры в каком-либо пункте (или районе) достаточно рассмотреть ее распределение по вертикали в этом же пункте (районе), так как вклад адвекции температуры, наблюдаемой в данном районе, быстро убывает с расстоянием.

Сравнивая два рассмотренных фактора, определяющих изменение геопотенциала — адвекцию вихря и адвекцию температуры, отметим, что для свободной атмосферы более существенным является первый (адвекция вихря); вклад адвекции температуры в изменение давления оказывается, как правило, в несколько раз меньше, чем вклад адвекции вихря. В нижних слоях атмосферы (на уровнях 1000—850 гПа), наоборот, преобладает вклад адвекции температуры. Как видно из сравнения рис. 1.8.1 и 1.8.2, радиус эффективно действующей области влияния для адвекции температуры значительно меньше, чем для адвекции вихря.

Решение (1.8.4) может быть уточнено путем учета действия некоторых видов притока тепла в атмосфере. Именно в тех случаях когда может быть каким-либо путем рассчитана величина ϵ , входящая в уравнение притока тепла (1.1.5), адвекция температуры во втором интеграле в (1.8.4) может быть дополнена этой величиной. Так может быть учтено, например, влияние притоков тепла от конденсации или от излучения на изменение геопотенциала.

Значения весов, с которыми адвекция вихря и адвекция температуры на некотором уровне влияют на изменение геопотенциала, зависят от температурной стратификации атмосферы. Приведенные выше графики функций влияния соответствуют некоторому среднему значению вертикального температурного градиента ($\gamma = -0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$) и притом взятому постоянным для всей толщи атмосферы. В реальных условиях при отклонении значения температурного градиента (или величины L) от стандартного значения будут изменяться веса, с которыми адвекция вихря и адвекция температуры влияют на изменение геопотенциала. Чем устойчивее стратифицирована атмосфера (или чем больше параметр L), тем быстрее убывает влияние адвекции вихря или температуры на некотором уровне с удалением от этого уровня вверх или вниз. Стратификация атмосферы сказывается и на особенностях влияния адвекции вихря и адвекции температуры по горизонтальным направлениям. Чем устойчивее стратифицирована атмосфера в каком-либо слое, тем обширнее та область, на которую распространяется действие указанных факторов. В частности, в стратосфере, характеризующейся повышенной статической устойчивостью, область

влияния названных факторов обычно больше, чем в тропосфере. Легко оценить указанное увеличение области влияния количественно. Поскольку отношение параметров L в стратосфере и тропосфере $(1100 \text{ км})/(750 \text{ км}) \approx 1,5$, то для получения графика функции влияния с учетом условий в стратосфере достаточно умножить на 1,5 значения абсциссы на графиках, построенных в предположении, что $L = 750 \text{ км}$.

Среди факторов, влияющих на изменение барического поля, необходимо еще отметить трение в приземном пограничном слое, а также неровности земной поверхности. Влияние второго фактора на изменение метеорологических элементов подробнее рассматривается в гл. 9. Поэтому здесь приведем краткие сведения о роли трения.

Турбулентное трение в пограничном слое атмосферы приводит к повороту ветра с высотой и к возникновению дополнительной вертикальной скорости $w_{\text{тр}}$ на верхней границе слоя трения (о вычислении этой величины см. п. 4.3). Эту скорость в простейшем случае можно считать пропорциональной величине $k \Delta p_0$, где k — коэффициент турбулентного трения, Δp_0 — лапласиан давления на уровне моря. Обычно в циклонах $\Delta p_0 > 0$ и, следовательно, $w_{\text{тр}} > 0$ (восходящие движения), а в антициклонах $w_{\text{тр}} < 0$ (нисходящие движения). Более точный расчет величины $w_{\text{тр}}$ свидетельствует о такой же связи знака $w_{\text{тр}}$ с типом других барических образований. Например, $\Delta p_0 > 0$ и $w_{\text{тр}} > 0$ в замаскированной барической ложбине.

Наличие вертикальной скорости $w_{\text{тр}}$ обуславливает дополнительное изменение геопотенциала, для учета которого формула (1.8.4) должна быть дополнена слагаемыми вида

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} M_w(p, r) w_{\text{тр}} r dr d\varphi, \quad (1.8.6)$$

где $M_w(p, r)$ — функция влияния. Интеграл вычисляется по данным только на поверхности 1000 гПа. Функция влияния $M_w(p, r)$ определяет веса, с которыми вертикальные скорости в точках окружности радиуса r влияют на изменение геопотенциала на уровне p в точке $r=0$. Эта функция быстро убывает с увеличением r и уменьшением p : чем выше расположен уровень, для которого определяется вклад приземного трения в изменение геопотенциала, тем меньше этот вклад. Соответственно величина интеграла (1.8.6), рассчитанного для различных уровней p , убывает с высотой. Следовательно, влияние трения в пограничном слое Земли на изменение геопотенциала в свободной атмосфере убывает по мере удаления от земной поверхности. Поскольку в циклонических областях $w_{\text{тр}} > 0$, а в антициклонических $w_{\text{тр}} < 0$, трение в пограничном слое приводит к ослаблению барических образований. Как показывает опыт, учет трения позволяет уточнить диагноз и прогноз геопотенциала в нижней части тропосферы.

Влияние горных систем на изменение геопотенциала может

быть учтено аналогичным образом. Известно, что наличие гор проявляется в возникновении на нижней границе атмосферы дополнительной вертикальной скорости, развивающейся при набегании воздушного потока на горное препятствие. Действие этой составляющей вертикальной скорости на изменение геопотенциала может быть учтено в решении (1.8.4) с помощью дополнительного слагаемого, имеющего тот же вид и содержащего ту же функцию влияния, что и в (1.8.6).

Глава 2

Гидродинамические и синоптико-гидродинамические численные схемы прогноза метеорологических величин

2.1. Общие сведения о гидродинамических схемах прогноза метеорологических элементов

Используемые на практике схемы прогноза, основанные на решении системы уравнений динамики и термодинамики атмосферы (см. п. 1.1), позволяют с помощью ЭВМ предвычислять на различные сроки (от 12 ч до 3—5 сут) и по различным областям (вплоть до области всего северного полушария) следующие метеорологические величины:

- давление на уровне моря;
- температуру и влажность воздуха у поверхности Земли;
- геопотенциал, температуру, влажность, скорость и направление ветра на различных высотах (до уровня 100 гПа);
- вертикальные скорости на различных уровнях в тропосфере;
- количество ливневых и обложных осадков (на сроки до 36—48 ч).

В настоящей главе даны сведения о применении гидродинамических (и синоптико-гидродинамических) схем только для прогноза полей приземного давления и геопотенциала. Применение этих схем для прогноза других метеорологических величин рассматривается в главах, посвященных прогнозу соответствующих метеовеличин.

Рассчитываемые прогностические карты служат основным консультативным материалом, при составлении прогнозов погоды.

Предвычисляемые метеорологические поля отражают процессы синоптического масштаба, имеющие характерную протяженность от нескольких сотен до 3—5 тыс. км и характерный период

развития (и существования) до 2—3 сут. Детальность (разрешение) прогнозируемых полей составляет от 100 до 500 км по горизонтали и до трех—шести (и более) уровней по высоте. Для части области прогноза, представляющей наибольший практический интерес, имеется возможность обеспечить большее разрешение по сравнению с остальной ее частью. Характеристики и детали полей меньшей протяженности, как и большинство явлений погоды, непосредственно гидродинамическими схемами в настоящее время не предвычисляются. Для прогноза явлений локального масштаба (например, конвективных осадков, гроз, града, сильных локальных ветров, тумана и др.) гидродинамические методы применяются в комбинации с синоптическими и статистическими методами, включая методы статистической интерпретации результатов прогноза крупномасштабных метеорологических полей в терминах явлений погоды.

Гидродинамические методы прогноза основываются на решении системы уравнений динамики и термодинамики атмосферы (1.1.1—1.1.7) при различных модификациях этой системы. Характерная процедура расчета прогностических полей метеовеличин состоит в следующем. В качестве исходных данных для прогноза служат начальные поля метеовеличин (в частности, поля приземного давления и геопотенциала) в точках сетки, получаемые с помощью объективного анализа. По этим данным рассчитывается прогноз тех же полей в точках сетки на некоторый небольшой промежуток времени Δt (называемый шагом по времени), малый по сравнению со сроком прогноза. По полученным значениям рассчитывается прогноз на конец следующего шага Δt . Расчеты повторяются необходимое число раз до получения прогноза на требуемый срок. Попутно для некоторых заданных сроков производятся диагностические расчеты тех или иных полей, неиспользуемых непосредственно в дальнейшем расчете (например, расчет количества выпавших осадков).

В синоптико-гидродинамических схемах реализуются различные эмпирические правила и процедуры из синоптической практики. Их использование должно восполнить ограничения постановки задачи гидродинамического прогноза, а также недостаточность и другие дефекты исходной информации.

Требование той или иной прогностической схемы к продолжительности расчетов на ЭВМ является важным критерием выбора схемы (наряду с ее успешностью). В свою очередь это определяется рядом показателей, к числу которых относятся:

- размер области прогноза;
- степень разрешения модели в пространстве (число точек сетки на одном уровне при заданном размере области прогноза и число уровней по вертикали);
- необходимое число шагов по времени (соответственно допустимой длительности шага по времени Δt);
- полнота модели в отношении включения и детальности представления различных физических процессов (притоки тепла,

обусловленные неадиабатическими факторами, взаимодействие атмосферы с подстилающей средой и др.);

— число прогнозируемых величин и требуемый объем вычислений для их расчета на каждом шаге по времени и ряд других факторов.

Рассмотренная в п. 1.1 постановка задачи прогноза предполагает решение полной системы уравнений, какой является система (1.1.1) — (1.1.7). Практическая реализация такой постановки задачи предъявляет весьма высокие требования к производительности ЭВМ и к объему и качеству исходной информации: необходимо наличие достаточно согласованных начальных полей геопотенциала (или температуры) и составляющих скорости ветра в точках сетки на разных уровнях во всей толще атмосферы. Поэтому использование системы полных уравнений для прогноза возможно и целесообразно лишь при наличии хорошо развитого технологического и информационного обеспечения. Примеры схем, реализующих эту постановку в оперативной практике, будут рассмотрены ниже.

С учетом трудностей, возникающих при реализации прогностических схем на основе полных уравнений, в настоящее время имеют практическое значение также схемы, ориентированные на реализацию упрощенной постановки задачи, основанной на использовании уравнения вихря и применении геострофического приближения для представления составляющих скорости ветра в этом уравнении (см. п. 1.8). В этом случае в качестве исходных данных требуется задание только одного метеорологического элемента — барического поля, что существенно упрощает решение задачи. Для краткосрочного прогноза барического поля, температуры и осадков для областей, хорошо освещенных данными наблюдений, могут быть применены синоптико-гидродинамические схемы, также не предъявляющие высоких требований к производительности ЭВМ. Различные постановки задачи гидродинамического и синоптико-гидродинамического прогноза, их практические применения и результаты рассматриваются в последующих параграфах гл. 2. Там же приводятся сведения о прогностических моделях, используемых в настоящее время в Гидрометцентре СССР. Ряд гидродинамических схем прогноза из числа применяемых в других прогностических учреждениях, рассматриваются в региональных выпусках настоящего Руководства.

2.2. Схемы прогноза, основанные на решении полной системы уравнений динамики и термодинамики атмосферы

В этих схемах в качестве исходной используется непосредственно система уравнений (1.1.1) — (1.1.7) и не делается предположения о близости ветра к геострофическому. Благодаря этому

модели на основе системы полных уравнений могут обеспечить получение более точного прогноза метеорологических полей. Однако для реализации такой возможности должен быть выполнен ряд существенных требований к расчетным схемам. Укажем некоторые из них.

В отличие от квазигеострофических схем, где единственной величиной, прогнозируемой на каждом шаге по времени, является поле геопотенциала, здесь в качестве величин, прогнозируемых на каждом шаге по времени, фигурируют три поля (если не учитывать влажность): две составляющие скорости ветра и геопотенциал (или температура) на разных уровнях. Соответственно увеличивается до трех и количество необходимых начальных полей. В простейшем случае начальные поля составляющих скорости ветра u , v рассчитываются по начальному полю геопотенциала с применением геострофических или иных соотношений, учитывающих отклонения ветра от геострофического. Более точная постановка предполагает использование в качестве исходных данных фактических полей ветра. Во всех случаях используемые начальные поля ветра и геопотенциала так или иначе подвергаются специальному согласованию для обеспечения их соответствия системе уравнений модели. При этом обеспечивается также отфильтровывание из начальных полей различных возмущений, связанных с процессами меньших масштабов, а также ложных (фиктивных) возмущений, возникающих из-за недостаточности и неточности данных наблюдений, из-за ошибок в этих данных и вследствие возможных дефектов объективного анализа (включая недостаточную согласованность полей по высоте).

Необходимость согласования полей и исключения нереальных мелкомасштабных возмущений обусловлена следующей важной особенностью системы полных уравнений. Слагаемые левых частей уравнений движения, содержащие производные по времени, обычно в 10 раз меньше каждого из слагаемых правых частей, куда входят величины lu и lv . Следовательно, при ошибке всего 10 % в значениях компонент скорости u и v (входящих в слагаемые lu и lv) будет внесена ошибка 100 % в рассчитываемые величины левой части уравнений движения, т.е. в величины, содержащие производные по времени (du/dt и dv/dt). В результате эти производные, определяющие скорость изменения компонент u и v со временем, будут найдены с ошибкой 100 %, т.е. окажутся совершенно недостоверными. Вследствие этого малые возмущения в начальных полях u и v в ходе решения системы уравнений в ряде случаев могут быстро нарастать по амплитуде, что в свою очередь приведет к полному искажению результатов прогноза.

Высокая чувствительность системы полных уравнений к малым возмущениям и ошибкам в начальных данных связана с тем, что в отличие от геострофических моделей эта система воспринимает их как метеорологически реальные объекты, развитие и перемещение которых должно быть спрогнозировано наряду с эволюцией крупномасштабных возмущений. Это обстоятельство прояв-

ляется, в частности, в том, что если геострофическая модель допускает описание перемещения метеорологических возмущений лишь со скоростями, свойственными крупномасштабным объектам в атмосфере (10—20 м/с), то система полных уравнений допускает возможность распространения мелкомасштабных возмущений (волн) также и со скоростями, значительно большими, примерно 300 м/с.

Возможность быстрого распространения волн в моделях на основе полных уравнений выдвигает одно важное требование к построению вычислительной схемы, реализующей такую модель. Требуется такой шаг по времени Δt , чтобы в течение этого промежутка времени ни одно возмущение не могло бы переместиться на расстояние, большее или равное шагу сетки Δs ¹. Тогда, например, при $\Delta s = 150$ км и скорости волны 300 м/с Δt должно быть 500 с, т.е. шаг по времени должен быть не более 10 мин². При решении задачи прогноза в геострофическом приближении существование столь быстрых волн заранее исключено, и поэтому в расчетных схемах допустимы значительно большие шаги по времени, отвечающие скорости распространения лишь синоптически значимых волн (10—20 м/с).

Преимущества моделей с полными уравнениями (по сравнению с квазигеострофическими) могут проявиться лишь при достаточно детальном представлении и описании в модели метеорологически значимых волн, для чего требуется использование сеток точек с достаточно малым шагом (не более 100—200 км). С учетом рассмотренной выше зависимости допустимого шага по времени Δt от шага сетки Δs это обстоятельство вместе с другими особенностями моделей, основанных на использовании системы полных уравнений (необходимость прогнозирования трех полей вместо одного, принятие специальных мер для исключения искажающего влияния краев области и др.), значительно повышает требования по сравнению с геострофическими моделями к вычислительным ресурсам и к информационному обеспечению.

В моделях на основе системы полных уравнений возможен следующий алгоритм решения задачи прогноза в пределах одного шага по времени. С использованием уравнений движения (1.1.1) — (1.1.2) находятся величины u и v в точках сетки на момент, отвечающий концу данного шага (предполагается, что остальные величины в уравнениях движения уже определены, например, по результатам расчетов на предыдущем шаге по времени). Далее с использованием значений u и v в конце (или в начале) шага по времени интегрированием по высоте уравнения неразрывности находятся значения τ на всех уровнях. С помощью уравнения притока тепла определяются прогностические значения температуры T , с помощью уравнения статики — значения геопотенциала на разных уровнях. Прогноз приземного

¹ Это общее требование к устойчивости вычислительной схемы; оно относится и к квазигеострофическим схемам.

² За счет существенного усложнения расчетной схемы допустимый шаг по времени Δt может быть увеличен в несколько раз.

давления рассчитывается по соотношению, выражающему крайнее условие модели на нижней границе атмосферы. Наконец, прогноз массовой доли водяного пара в воздухе и количество конденсирующейся влаги на данном шаге по времени рассчитывается по уравнению для q . Теперь имеется возможность приступить к расчетам на следующем шаге по времени. На всех этапах расчетов предусматриваются специальные меры для исключения нереальных возмущений и иных дефектов в исходных данных и промежуточных результатах; специально учитывается наличие в уравнениях слагаемых, различающихся по порядку значения и по характеру описываемых ими физических процессов (перенос и взаимное приспособление полей и др.).

В качестве исходной информации наряду с указанными выше данными могут использоваться данные о барической тенденции. Они используются для уточнения прогноза приземного давления (как и в геострофических моделях).

Число арифметических операций, выполняемых на одном шаге по времени, для получения прогностических значений шести метеорологических величин в одной точке сетки на одном уровне находится в пределах от 1000 до 10 000 и более в зависимости от детальности и точности модели и расчетной схемы.

Схемы, базирующиеся на полных уравнениях, используются для получения прогнозов для всей сферы Земли, для области полушария (или его значительной части) и для меньших областей (региональные схемы). Обычно в региональных схемах на краях области изменения переменных u , v , H на каждом шаге определяются по результатам прогноза по большей области (например, по полушарию), рассчитанного ранее по данным за текущий или за предыдущий срок наблюдений. Шаг сетки в полушарных схемах прогноза составляет 200—300 км, а в региональных 100—300 км. Возможно и большее число вложений сеток с последовательно уменьшающимся шагом.

Укажем некоторые применяемые на практике в Гидрометцентре СССР прогностические модели на основе системы полных уравнений гидротермодинамики. Другие модели рассматриваются в региональных выпусках настоящего Руководства.

2.2.1. Семиуровенная полушарная прогностическая модель атмосферы

Основу модели составляет система полных уравнений гидротермодинамики в изобарической системе координат (1.1.1) — (1.1.7). При этом в уравнении (1.1.5) температура T исключается с помощью уравнения статики $RT = -p \frac{\partial H}{\partial p}$ и затем полученное соотношение интегрируется по давлению от p до $P = 1000$ гПа с учетом нижнего краевого условия задачи. В резуль-

тате получается уравнение для прогноза геопотенциала H на любой изобарической поверхности p в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial t} = & -m \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{RT_0}{P} \tau_0 - \\ & - m \int_p^P \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right) dp + \int_p^P \frac{R^2 T (\gamma_a - \gamma)}{p^2} \tau dp + \\ & + \int_p^P \frac{R^2 T}{p^2} \frac{\varepsilon}{c_p} dp. \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

Здесь величины с индексом «0» относятся к изобарической поверхности $P=1000$ гПа.

Рассмотрим адиабатический вариант этой модели, являющийся упрощенной формулировкой более общей модели, учитывающей неадиабатические факторы. Анализ уравнения (2.2.1) показывает, какими факторами определяется изменение геопотенциала $\partial H/\partial t$ на какой-либо изобарической поверхности p . В п. 1.4 такой анализ был проведен на основе уравнения вихря скорости при использовании некоторых упрощений последнего, а в п. 1.8 — на основе общей постановки задачи прогноза в квази-геострофическом приближении.

Рассмотрим вклад каждого члена уравнения (2.2.1) в тенденцию геопотенциала $\partial H/\partial t$, обозначая эти вклады номерами от 1 до 5:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_1 = -m \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right)$$

— вклад адвекции геопотенциала на соответствующей изобарической поверхности; тенденция положительна при переносе более высоких значений геопотенциала в рассматриваемую точку;

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_2 = \frac{RT_0}{P} \tau_0$$

— вклад вертикальных движений τ_0 на изобарической поверхности $P=1000$ гПа; тенденция положительна в случае нисходящих движений ($\tau_0 > 0$);

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_3 = -m \int_p^P \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right) dp$$

— по аналогии с первым вкладом рассматриваемое слагаемое может интерпретироваться как адвекция среднего в слое (p, P) геопотенциала со скоростью, отвечающей вертикальному сдвигу ветра $\partial u/\partial p$, $\partial v/\partial p$; так как в тропосфере обычно скорость ветра возрастает с высотой ($\partial u/\partial p < 0$, $\partial v/\partial p < 0$), то тенденция на уровне p положительна при адвекции более низких значений среднего геопотенциала в слое (p, P) .

Заметим, что если учесть геострофические соотношения и уравнение статики, то приведенное соотношение может быть переписано в виде

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_3 = -m \int_p^P \frac{R}{p} \left(u_r \frac{\partial T}{\partial x} + v_r \frac{\partial T}{\partial y}\right) dp + ml \int_p^P \left(u_r \frac{\partial v'}{\partial p} - v_r \frac{\partial u'}{\partial p}\right) dp.$$

(Здесь, как и ранее, u' и v' — агеострофические составляющие скорости ветра.) В выписанном соотношении в правой части основным является первое слагаемое. Оно описывает изменение геопотенциала на изобарической поверхности p , обусловленное адвекцией температуры в слое, лежащем ниже этой поверхности. Тенденция положительна при адвекции тепла в рассматриваемом слое и отрицательна при адвекции холода (в соответствии с выводами п. 1.8). Влияние адвекции температуры и других процессов в вышележащем слое атмосферы в (2.2.1) учитывается слагаемыми, содержащими вертикальную скорость τ ; эта величина на поверхности p определяется в модели с помощью уравнения неразрывности по распределению скорости ветра во всем вышележащем слое атмосферы путем интегрирования данного уравнения от уровня $p=0$ до уровня p ;

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_4 = \int_p^P \frac{R^2 T (\gamma_a - \gamma)}{p^2} \tau dp$$

— вклад вертикальных движений в слое (p, P) ; так как параметр устойчивости $R^2 T (\gamma_a - \gamma) / p^2$ для синоптических процессов положителен, то тенденция положительна, если средняя в слое вертикальная скорость положительна ($\tau > 0$, нисходящие движения);

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_5 = \int_p^P \frac{R^2 T}{p^2} \frac{\epsilon}{c_p} dp$$

— вклад притоков тепла в слое (p, P) ; тенденция положительна при нагревании рассматриваемого слоя ($\epsilon > 0$).

В неадиабатическом варианте модели турбулентные члены в (1.1.1) и (1.1.2), а также притоки тепла ϵ и влаги m_q выражаются в явном виде через прогнозируемые функции u , v , T , τ и q . При этом ϵ является суммой радиационного, турбулентного и конденсационного притоков тепла.

По данной модели рассчитываются прогнозы приземного давления и высот изобарических поверхностей (до уровня 100 гПа) на различные сроки — от 24 ч до 84 ч. Область прогноза (см. рис. 2.2.1) есть квадрат, вписанный в круг экватора на карте северного полушария; шаг сетки 300 км, по времени 6 мин¹. В модели имеется семь уровней: 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 гПа. Начальные поля составляющих скорости ветра находятся по полю геопотенциала с помощью геострофических соотношений. На боковых границах области прогноза принимается условие обращения в нуль дивергенции скорости и локальных изменений геопотенциала по времени. Оценки прогнозов (относи-

¹ Практически имеются две сетки с шагом 300 км, смещенные одна относительно другой на 150 км по обеим осям. Число точек в этих сетках 57×57 и 56×56 (всего 6385). Прогностические значения u , v , H определяются на последовательных шагах по времени попеременно в точках одной и другой сетки.

тельные ошибки) по области Оц 1, указанной на рис. 2.2.1, составляют (за 1985 г.):

Заблаговременность, ч	24	48	72
Приземное давление	0,73	0,77	0,82
AT ₅₀₀	0,67	0,72	0,78

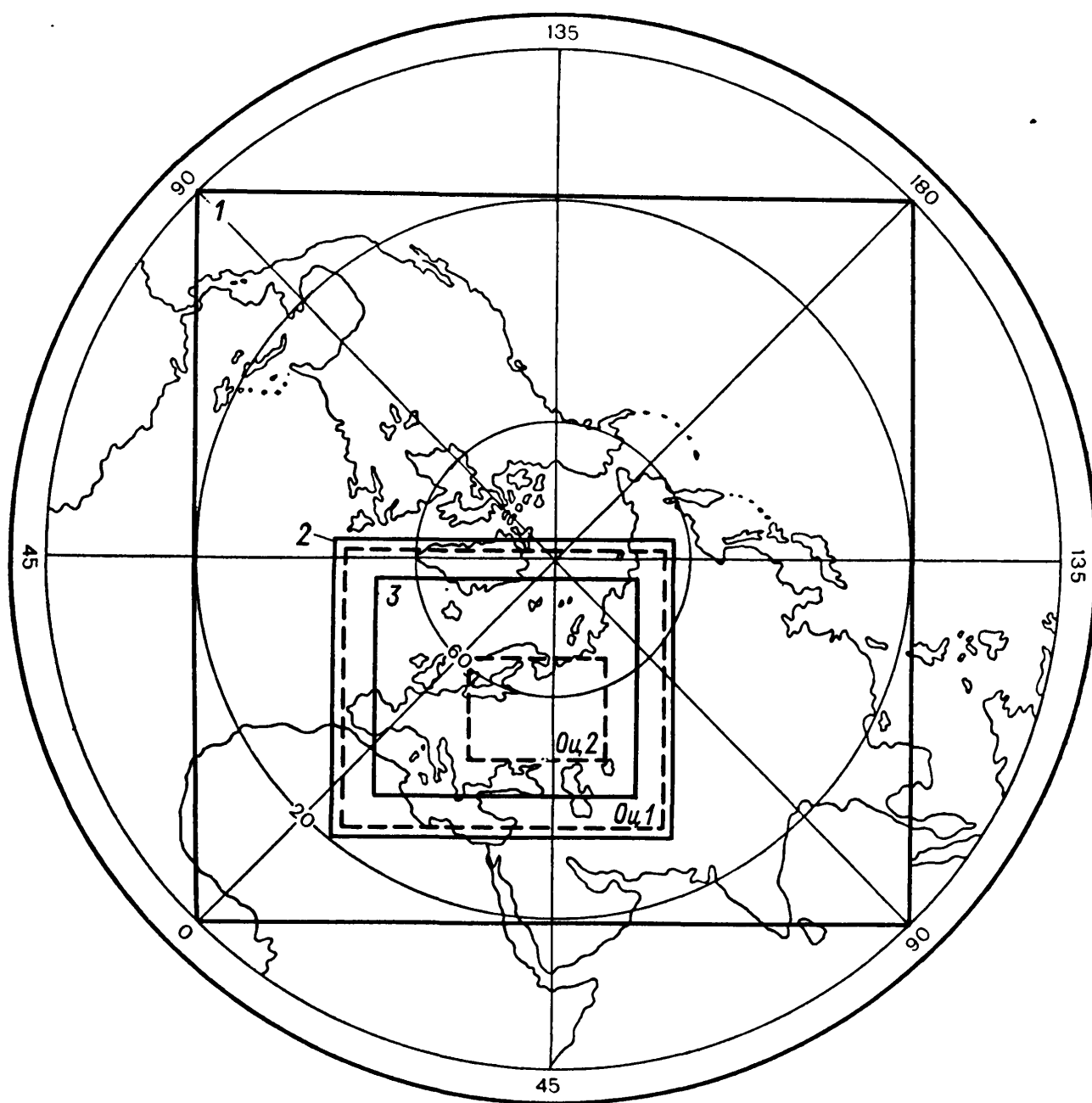


Рис. 2.2.1. Области расчета прогнозов по гидродинамическим полушарной (1) и региональной (2) и по синоптико-гидродинамической (3) моделям в Гидрометцентре СССР и области оценки оперативных прогнозов по полушарной (Оц 1) и региональной (Оц 2) моделям.

Дальнейшее уточнение модели возможно в следующих направлениях:

- использование более высокого разрешения по горизонтали и по вертикали;
- расширение области прогноза путем вынесения границ сетки за пределы карты северного полушария;

- более точный учет физических процессов в атмосфере;
- расширение круга предсказываемых метеовеличин и представление прогностической продукции в виде карт температуры, ветра и др.

2.2.2. Шестиуровенная региональная прогностическая модель

Данная модель используется в качестве оперативной с 1981 г. Она является упрощенным вариантом более общей модели, включающей неадиабатические факторы. Последняя требует проведения расчетов, занимающих в 2—2,5 раза больше времени на ЭВМ по сравнению с адиабатическим оперативным вариантом модели. В своей основной части оперативный вариант региональной модели соответствует описанной выше полушарной модели, отличаясь от нее областью прогноза, размером шага сетки, принимаемыми граничными условиями, процедурой фильтрации вычислительных «шумов», а также учетом влияния орографии и трения воздушного потока о подстилающую поверхность.

Область прогноза (см. рис. 2.2.1, область 2) включает территорию Европы и Западной Сибири и прилегающие акватории океанов. В объективном анализе, рассчитываемом для регионального прогноза, используются данные сводок TEMP (часть А), SYNOR, SHIP, SATEM, DRIBU, поступившие в течение первых 140 мин после основного срока наблюдений (3 и 15 ч мск).

Структура используемой сетки точек та же, что и в полушарной модели. На каждом шаге по времени прогностические значения метеовеличин определяются попеременно в точках одной из двух сдвинутых друг относительно друга сеток с шагом 300 км каждая. Общее число точек в обеих сетках равно $27 \times 23 + 26 \times 22 = 1193$. Шаг по времени равен 10 мин. По вертикали атмосфера представлена пятью слоями, разделенными изобарическими поверхностями 1000, 850, 700, 500, 300, 100 гПа¹. Прогнозы рассчитываются на срок до 72 ч. При счете по данным за 3 ч прогноз приземного давления на 24 ч выдается в комбинации с результатами расчетов по синоптико-гидродинамической схеме (см. п. 2.3).

Уравнения модели прогноза и их преобразование для построения расчетной схемы были рассмотрены ранее (см. описание полушарной модели). Поэтому здесь будут указаны только некоторые специфические особенности региональной модели.

¹ В усовершенствованном варианте модели используется иная процедура расчетов, позволяющая получать прогностические значения полей во всех 1193 точках сетки на каждом шаге по времени. В этом случае шаг сетки составляет $150 \sqrt{2} \approx 212$ км. В этом варианте модели имеется два дополнительных уровня: 925 и 200 гПа.

В оперативном варианте модели в качестве начальных используются поля составляющих скорости ветра, вычисленные по проанализированному полю геопотенциала с помощью геострофических соотношений. Получаемые таким путем начальные поля ветра оказываются практически бездивергентными; это приводит к тому, что рассчитываемые в начальный момент вертикальные скорости близки к нулю. В течение первых 10—12 ч срока прогноза происходит постепенное формирование дивергентной (агеострофической) части скорости ветра и соответственно увеличение вертикальных скоростей. Неточность представления агеострофической части скорости ветра в начальный период прогноза может быть устранена при использовании специальной процедуры усвоения в модели результатов объективного анализа составляющих скорости ветра (вместо расчета ветра с помощью геострофических соотношений).

В модели используется процедура фильтрации (сглаживания) полей, в которой интенсивность сглаживания в некоторой точке сетки зависит от величины дивергенции скорости ветра в этой точке и от знака изменения со временем средней дивергенции на данном уровне. В результате в большей части точек сетки практически применяется лишь весьма слабое сглаживание. Принятая методика обеспечивает достаточную устойчивость процедуры расчетов, хотя получаемые прогностические поля в ряде случаев выглядят весьма негладкими. В связи с этим прогностические поля геопотенциала перед выдачей их для использования подвергаются дополнительной фильтрации, которая устраняет в них образования масштабом менее 300 км.

В модели учитываются влияние неровностей земной поверхности (рельеф) и приземное трение. Влияние рельефа учитывается путем вычисления орографических вертикальных скоростей и добавления их к вертикальным скоростям, имеющимся в модели без учета орографии. Орографические вертикальные скорости пропорциональны горизонтальным градиентам в поле топографии поверхности Земли. Принимается, что в начале срока прогноза высота гор равна нулю и затем «возрастает» до своих окончательных значений в течение первых 10 ч срока прогноза. Постепенное введение орографии предусмотрено для того, чтобы исключить несоответствие между учитываемыми в модели орографически обусловленными движениями в атмосфере и теми, которые могут быть получены при объективном анализе, где наличие гор не учитывается.

Приземное трение учитывается по (1.1.9), причем коэффициент сопротивления C_D принят зависящим от скорости ветра.

На краях области прогноза на каждом шаге по времени учитываются прогностические тенденции (изменения со временем) полей геопотенциала H и составляющих скорости ветра u , v , полученные ранее при счете полушарного прогноза по данным предыдущего срока наблюдений (—12 ч). При этом в точках границы области регионального прогноза изменения (приращения)

геопотенциала и составляющих скорости ветра принимаются равными их значениям по результатам полушарного прогноза в соответствующих точках. Для следующего в глубь области регионального прогноза ряда точек сетки тенденции из полушарного прогноза имеют вес $2/3$, а тенденции, находимые по региональной модели, имеют вес $1/3$. Для следующего ряда точек эти веса равны соответственно $1/3$ и $2/3$. Далее в глубь области регионального прогноза вычисленные в полушарном прогнозе тенденции не учитываются. В этих расчетах используются тенденции полушарного прогноза за 6-часовой период, и они считаются постоянными в пределах этого интервала времени. Один раз в 6 ч эти значения заменяются новыми, отвечающими текущему периоду прогноза.

Ниже приводятся основные сведения об используемых методах учета неадиабатических эффектов в модели. Ориентация модели на прогноз с заблаговременностью до 2 сут позволяет ограничиться использованием упрощенных и достаточно экономичных методик учета указанных эффектов.

Потоки тепла от океана. Они определяются разностью между среднемесячной климатической температурой поверхности океана и прогностическими значениями температуры воздуха у поверхности моря.

Потоки влаги от океана. Упрощенное представление этого явления обеспечивается искусственным приписыванием относительной влажности значения 30 % в тех точках нижнего слоя модели, в которых рассчитанная влажность оказывается меньше указанного значения.

Радиационные процессы. Учитывается поглощение коротковолновой радиации только водяным паром. По времени суток и по дню года определяется высота Солнца. Для упрощения расчетов принимается, что во всех точках сетки области прогноза местное время одно — московское.

Облачность определяется по прогностическим значениям относительной влажности. Приток тепла от поглощения радиации рассчитывается один раз за каждые 6 ч срока прогноза и принимается постоянным на каждом шаге по времени в течение этого периода.

Длинноволновое выхолаживание имитируется уменьшением на константу ($1,67 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{с}$) температуры надоблачных слоев в модели. Дополнительно учитывается эффект выхолаживания воздуха в период полярной ночи. Учтены эффекты нагревания подоблачного слоя от подстилающей поверхности.

Конденсация и осадки. Возможно образование крупномасштабных (обложных) и конвективных осадков. Выделение (поглощение) энергии при конденсации (испарении) влаги учитывается при расчете нагревания (охлаждения) воздуха в соответствующем слое атмосферы в модели. Затраты влаги на образование облачности не учитываются.

Приведем сведения об успешности прогнозов по оперативной региональной модели. Оценки прогнозов (по относительной

ошибке) для области Оц 2, указанной на рис. 2.2.1, составляют (по данным за 1982 г.)

Заблаговременность, ч	24	48
Приземное давление	0,60	0,75
AT ₅₀₀	0,56	0,66

Анализ результатов расчетов по модели показывает, что прогностические поля обычно характеризуются несколько замедленным по сравнению с реальностью перемещением их основных элементов. Наименее успешно прогнозируются процессы в циклонах, соизмеримых по масштабу с шагом сетки; на участках теплого фронта, расположенного на фоне повышенного давления; на верхних теплых фронтах; на малоподвижных теплых фронтах, находящихся в параллельных потоках. Циклогенез у поверхности Земли прогнозируется с систематическим запаздыванием. Замедляется перемещение мелкомасштабных образований в полосе широт, где располагается полярное струйное течение. Не всегда удачен прогноз интенсивности гребней на поверхности 500 гПа.

2.3. Численная синоптико-гидродинамическая схема прогноза приземного давления

В течение последних 10—15 лет для предвычисления поля приземного давления помимо гидродинамических схем применяется методика, в которой наряду с выводами гидродинамической теории изменения давления используются также эмпирические правила и процедуры, вытекающие из синоптического опыта. Использование таких процедур в определенной мере компенсирует различные ограничения и неполноту постановки задачи гидродинамического прогноза, сформулированной в п. 1.1. Здесь мы приведем сведения о применяемой в Гидрометцентре СССР синоптико-гидродинамической схеме прогноза приземного давления, в которой в значительной мере используются правила синоптического прогноза.

Одним из существенных элементов данной схемы является методика прогноза перемещения и эволюции барических образований (особых точек барического поля). Согласно этой методике, будущее перемещение особой точки приземного барического поля в течение 12, 24 и 36 ч определяется по формуле

$$C_{\text{буд}} = a_1 C_{\text{исх}} + b_1 (C_{\text{исх}} - C_{\text{пред}}) + C_1. \quad (2.3.1)$$

В этой формуле, если она рассматривается как выражение уточненного правила ведущего потока, символ C означает синхронную векторную разность между скоростью перемещения рассматриваемого приземного барического объекта и скоростью потока над ним на уровне 500 гПа. Если же формула (2.3.1) рассматривается как выражение уточненного правила экстраполяции

(безотносительно к ведущему воздушному потоку), то символ C означает саму векторную скорость перемещения объекта. Индексы «буд», «пред», «исх» относятся соответственно к будущему, прошедшему (в течение 12 ч) интервалам времени и к интервалу, близкому к исходному сроку.

Аналогично определяется будущая эволюция, под которой подразумевается изменение давления в приземном барическом центре

$$\mathcal{E}_{\text{буд}} = a_2 \mathcal{E}_{\text{исх}} + b_2 (\mathcal{E}_{\text{исх}} - \mathcal{E}_{\text{пред}}) + C_2, \quad (2.3.2)$$

причем исходная эволюция $\mathcal{E}_{\text{исх}}$ вычисляется по барическим тенденциям в исходный срок в районе положения объекта за 1,5 ч до этого срока. Помимо барической тенденции при вычислении $\mathcal{E}_{\text{исх}}$ учитывается асимметрия барического поля в приземном объекте (фактор $C \partial p / \partial s$, где C — скорость перемещения, $\partial p / \partial s$ — изменение давления вдоль пути перемещения барического объекта).

Если рассматриваемый приземный барический объект в момент времени 12 ч до исходного срока отсутствовал или же его положение в этот момент точно не установлено, то в данной методике применяется упрощенный вариант, в котором при использовании формул (2.3.1), (2.3.2) принимается $C_{\text{пред}} = C_{\text{исх}}$ и $\mathcal{E}_{\text{пред}} = \mathcal{E}_{\text{исх}}$. Исследования показали, что при переходе от полного к упрощенному варианту ошибки прогнозов приземного давления возрастают в среднем на 5—8 %.

Значения коэффициентов a_1 , b_1 , a_2 , b_2 , а также величин C_1 и C_2 отыскиваются эмпирически и зависят от ряда условий (заблаговременность прогноза, географическое положение, тип барического образования, лапласиан давления, неупрощенный или упрощенный вариант методики прогноза и др.). Для равнинных районов Европы средние значения коэффициентов b_1 и b_2 варьируют в пределах от 0,3 до 0,6.

Нетрудно видеть, что в рассматриваемой методике учитываются конкретные для данного случая прогноза перемещения и эволюция приземных барических образований, а также (в неупрощенном варианте) предшествовавшие ускорения перемещения и эволюции. В ней применены уточненные правила ведущего потока, экстраполяции и барической тенденции. Недостатком же методики является то обстоятельство, что использующиеся в ней барическая тенденция и ускорения непостоянны. Поэтому данная методика прогноза является относительно успешной лишь для прогнозов небольшой заблаговременности, примерно до 24 ч.

Данная методика применяется в оперативном режиме в Гидрометцентре СССР с 1971 г. При этом используются гидродинамические прогнозы геопотенциала H_{500} . Прогнозы заблаговременностью 12, 24 и 36 ч вычисляются по данным исходных метеорологических наблюдений за 0 ч гринвичского времени по узлам прямоугольной сетки с шагом 300 км, относящимся к территории Европы и частично прилегающим к ней районам. Помимо гидродинамических прогнозов H_{500} заблаговременностью 12, 24 и 36 ч

используются данные объективного анализа (ОА) за исходный срок геопотенциала H_{500} (по тем же узлам), приземного давления и барической тенденции (по узлам с шагом 150 км).

Согласно данной методике, будущее изменение давления (p) в узле за рассматриваемый промежуток времени рассчитывается по формуле

$$\delta p = [m (\delta p)_д + (1 - m) (\delta p)_т] \frac{R_{ц}}{750} + [(\delta p)_д + (\delta p)_э] \left(1 - \frac{R_{ц}}{750}\right), \quad (2.3.3)$$

где $(\delta p)_д$ — изменение, обусловленное переносом давления, т. е. разность в исходный срок между значениями p в начальной точке пути переноса приземного давления и в узле;

$(\delta p)_т$ — изменение, обусловленное барическими тенденциями, сумма барических тенденций на 3-часовых участках пути переноса давления, удлиненного в $1^{3/16}$ раза;

$(\delta p)_э$ — изменение, вызванное ожидаемой эволюцией трех ближайших (по ожидаемому будущему их положению) к узлу циклонов; $R_{ц}$ — совокупное будущее расстояние (в км) между этими циклонами и узлом; при $R_{ц} > 750$ км в формуле принимается $R_{ц} = 750$ км;

$m \geq 0,3$ — весовой множитель, увеличивающийся с повышением заблаговременности прогноза.

Вычисления изменения давления в узлах сетки по формуле (2.3.3) предшествует целый ряд предварительных расчетов. Опуская детали этих расчетов, отметим наиболее существенные моменты.

В исходное поле барической тенденции вводятся поправки на суточный ход. Они зависят от лапласианов приземного давления и для различных узлов могут оказаться неодинаковыми даже по знаку.

По каждому квадратному участку размерами 750×750 км по данным объективного анализа отыскиваются циклонические центры — особые точки приземного барического поля. Если таких центров в квадрате оказывается несколько, то выбирается один из них, ближайший к центру квадрата. Если в квадрате не оказывается ни одного циклонического центра, то вместо особой условно берется точка, совпадающая с центром квадрата.

Будущее перемещение точек приземного барического поля, служащее и для расчетов путей переноса приземного давления и тенденций для узлов, вычисляется по данным объективного анализа и гидродинамических прогнозов геопотенциала H_{500} на 12, 24 и 36 ч, осредненных в двухмерном пространстве. Расчет ведется 1-часовыми шагами, причем полям за смежные сроки придается одинаковый вес; например, для вторых полусуток после исходного срока в качестве переносащего используется прогностическое поле H_{500} заблаговременностью 12 ч (6 одночасовых шагов), затем заблаговременностью 24 ч (следующие также

6 шагов). В процедуре переноса реализуются геострофические соотношения применительно к осредненному полю H_{500} , но и в некоторой мере учитывается агеострофичность перемещения приземных барических образований (например, в расчетах имитируется поворот 6-часовых участков траекторий вправо или влево от изолиний ведущего поля на некоторый угол, зависящий от лапласиана приземного давления).

При расчетах по данной синоптико-гидродинамической схеме на ЭВМ быстро и объективно выполняется процедура, обычно применяемая синоптиками вручную при построении будущих карт приземного барического поля: отыскание путей переноса этого поля, интеграция барических тенденций. При этом на ЭВМ имитируется также построение и выполняются вычисления, которые синоптик не успевает сделать (учет переносящих будущих полей за промежуточные сроки, кроме исходного и конечного, учет точного хода барических тенденций, учет среднестатистических значений агеострофических отклонений путей приземных барических объектов, учет асимметрии приземного барического поля при расчете будущей эволюции циклонов и др.). Поэтому результаты расчетов по данной схеме используются синоптиками при корректировке будущих карт приземного давления.

Отметим некоторые возможные случаи расхождения между фактическим приземным барическим полем и полем, спрогнозированным по синоптико-гидродинамической схеме. Согласно сказанному выше, эта схема не дает надежных результатов в случаях, когда происходит резкое изменение поля барических тенденций.

Рассматриваемый упрощенный вариант синоптико-гидродинамической схемы не учитывает предшествовавших до исходного срока фактического перемещения и фактической эволюции приземных барических образований. Поэтому, если представится возможным, предвычисленное по численной схеме будущее положение того или иного образования оказывается полезно прокорректировать, например, используя экстраполяцию (линейную, а еще лучше криволинейную, о которой говорится в гл. 6).

Одним из источников ошибок в этой схеме является неточность гидродинамических прогнозов геопотенциала H_{500} . Ошибка в прогнозе направления изогипс и/или градиента геопотенциала в том или ином районе вызывает соответствующую ошибку в прогнозе направления и/или скорости перемещения приземных барических объектов.

Наконец, напомним, что согласно формуле (2.3.3) в рассматриваемой схеме кроме барических тенденций учитывается перенос приземного барического поля. Для прогнозов заблаговременностью 24 и 36 ч, в случаях установившегося роста или падения давления в том или ином приземном барическом образовании (но не в циклонах) это может привести к тому, что предвычисленное по схеме изменение давления окажется по модулю несколько меньшим по сравнению с фактическим изменением.

Численные синоптико-гидродинамические прогнозы приземного давления заблаговременностью 24 и 36 ч неоднократно испытывались сравнительно с гидродинамическими прогнозами, составленными по полным уравнениям гидродинамики (при использовании в расчетных схемах гидродинамических моделей сравнительно грубого разрешения сетки — 300 км), а также с прогнозами, составленными синоптиками Гидрометцентра СССР вручную. В среднем ошибки синоптико-гидродинамических и синоптических прогнозов оказались практически одинаковыми и при заблаговременности 24 ч они были на 10—15 % ниже ошибок гидродинамических прогнозов. Такое же преимущество синоптико-гидродинамических прогнозов обнаруживается и в случаях с крупными изменениями давления. Так, в период с апреля по ноябрь 1979 г. средняя относительная ошибка синоптико-гидродинамических и гидродинамических прогнозов на 24 ч составила соответственно 0,60 и 0,70 при средней изменчивости 4,1 гПа; для случаев же с крупными изменениями давления (более 5 гПа) средние относительные ошибки составили 0,41 и 0,54 при средней изменчивости 8,0 гПа. Эти цифры получены при оценке по данным объективного анализа приземного давления в 12×8 узлах сетки с шагом 300 км, относящихся к большей части Европы, сравнительно хорошо освещенной данными метеорологических наблюдений.

Знаковый коэффициент корреляции (ρ) между предвычисленными и фактическими изменениями в том же периоде оказался (в среднем по месяцам) равным 0,61 для синоптико-гидродинамических прогнозов и 0,52 для гидродинамических. При заблаговременности 36 ч указанные три вида прогнозов по оправдываемости сближаются между собой.

Рассматриваемая синоптико-гидродинамическая схема прогноза приземного давления заблаговременностью 24 ч используется в комбинации с гидродинамической схемой в Гидрометцентре СССР. Прогнозы по данной схеме рассчитываются один раз в сутки — по данным наблюдений ночного срока наблюдений (0 ч гринвичского времени).

Глава 3

Прогноз траекторий воздушных частиц

К настоящему времени в синоптической практике широкое распространение получил расчет траекторий воздушных частиц, который успешно применяется при прогнозе различных метеовеличин и явлений погоды.

Траектории представляют собой пути воздушных частиц, которые приближенно можно рассчитывать с помощью градиентной

линейки по хронологически последовательным приземным картам давления или картам барической топографии соответственно средней скорости фактического, геострофического или градиентного ветра вдоль пути перемещения. Следует иметь в виду, что употребляющийся термин «воздушная частица» по существу относится к некоторой массе воздуха.

Построение траекторий воздушных частиц производится с учетом изменения приземного давления или геопотенциала за последовательные интервалы времени 6 или 12 ч.

В синоптической практике при составлении прогноза погоды обычно приходится решать вопрос, откуда поступит воздух в пункт прогноза через интервал времени Δt после исходного (начального) срока наблюдений t_0 , т. е. к моменту $(t_0 + \Delta t)$, где Δt заблаговременность прогноза. При разборе же неудачного прогноза погоды бывает также полезно выяснить, откуда фактически поступил воздух к данному пункту к моменту $(t_0 + \Delta t)$. Эти вопросы решаются путем построения прогностических траекторий в первом случае и так называемых диагностических траекторий — во втором. Различие между прогностической и диагностической траекториями заключается лишь в используемых картах приземного давления или геопотенциала для их построения (являются ли они прогностическими или фактическими).

Прогностическая траектория строится по данным прогностических и одной фактической карты, диагностическая — по данным фактических карт за начальный и все последующие или предыдущие сроки наблюдений. Методика же построения той и другой траектории в принципе одна и та же. Рекомендуемый ниже графический способ построения траекторий воздушных частиц пригоден для расчета как прогностических, так и диагностических траекторий.

В настоящее время применяются три различных способа расчета траекторий частиц, которые будем называть соответственно графическим, численным и аналитическим. Первый и второй из этих способов обычно применяются как для прогноза, так и для расчетов траекторий частиц за некоторый истекший интервал времени (диагноз). Третий способ применяется только для прогноза. Каждый из трех способов предполагает, что траектории частиц для небольших интервалов времени (до 6—12 ч) совпадают с линиями тока (линиями, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением вектора скорости ветра), которые рассматриваются изменяющимися лишь при переходе от одного срока наблюдений к другому.

Построение траекторий воздушных частиц с учетом изменения со временем полей приземного давления и геопотенциала производится путем:

— использования ряда последовательных по времени прогностических и фактических карт приземного давления и геопотенциала (для первого и второго способов);

— учета локальных ускорений составляющих скорости ветра, вычисленных из уравнений движения по данным лишь исходных карт барической топографии (для третьего способа).

3.1. Графический способ расчета траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа и у поверхности Земли

Графический способ построения прогностических траекторий воздушных частиц для определения района, откуда придет воздушная масса в пункт прогноза на поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа, предполагает использование прогностических через каждые 12 ч и фактической (за начальный срок наблюдений t_0) карт барической топографии, а на поверхности Земли — соответствующих приземных карт погоды.

Построение прогностических траекторий воздушных частиц при этом следует начинать с прогностических карт, имеющих самую большую заблаговременность (см. табл. 3.1.1), а затем использовать последовательные прогностические карты меньшей заблаговременности и фактическую карту. При прогнозе траекторий воздушных частиц с различной заблаговременностью используются прогностические и фактические карты, относящиеся к следующим моментам времени:

при прогнозе на 36 ч — карты для моментов времени ($t_0 + 36$) ч, ($t_0 + 24$) ч, ($t_0 + 12$) ч, (t_0) ч;

при прогнозе на 24 ч — ($t_0 + 24$) ч, ($t_0 + 12$) ч, (t_0) ч;

при прогнозе на 12 ч — ($t_0 + 12$) ч, (t_0) ч.

Данные табл. 3.1.1 целесообразно использовать при построении прогностических траекторий воздушных частиц в зависимости от различного сочетания сроков используемых прогностических карт.

Границы указанных в табл. 3.1.1 смежных интервалов времени для построения отрезков траекторий совпадают с моментами времени, средними между последовательными сроками используемых карт.

В качестве примера рассмотрим способ построения прогностической траектории (на некоторой поверхности) с заблаговременностью 36 ч при наличии прогностических карт приземного давления или геопотенциала за сроки ($t_0 + 36$) ч, ($t_0 + 24$) ч, ($t_0 + 12$) ч и фактической карты за исходный срок (t_0) ч. При этом согласно данным табл. 3.1.1 необходимо выполнить следующую последовательность операций (см. также рис. 3.1.1а):

— построить по прогностической карте за срок ($t_0 + 36$) ч последний 6-часовой отрезок траектории BA (точка A является пунктом прогноза). Этот отрезок проводится из пункта прогноза A параллельно изобарам или изогипсам (в противоположную

Таблица 3.1.1

Интервалы времени (часы), соответствующие последовательным отрезкам прогностических траекторий частиц, рассчитываемых для определения района, откуда перемещается воздушная масса в рассматриваемый пункт прогноза (построение траекторий производится в сторону, противоположную направлению изогипс или изобар в пункте прогноза, начиная с карт самой большой заблаговременности)

Заблаговременность прогноза траекторий частиц, ч	Прогностическая карта на, ч				Исходная карта за, ч
	$t_0 + 36$	$t_0 + 24$	$t_0 + 18$	$t_0 + 12$	
36	6*	9	12	—	9
36	6*	18	—	—	12
36	9*	—	18	—	9
36	18*	—	—	—	18
24		3*	12	—	9
24		12*	—	—	12
12			—	—	12*
12			4*	—	8
36	6*	12	—	12	6
36	6*	18	—	—	12
36	12*	—	—	18	6
36	18*	—	—	—	18
24		6*	—	12	6
24		12*	—	—	12
12			—	—	12*
12			—	6*	6

Примечания:

1. Для решения задачи, куда придет воздушная частица из пункта прогноза, используются те же интервалы времени, но построение траекторий частиц следует производить вперед по направлению и скорости фактического ветра (а в случае его отсутствия — по направлению изогипс или изобар со скоростью геострофического или градиентного ветра) в пункте прогноза, начиная с карт нулевой заблаговременности, т. е. с исходных карт, и кончая прогностическими картами самой большой заблаговременности.

2. Для построения диагностических траекторий с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч прогностические карты нужно заменить фактическими картами приземного давления или картами барической топографии за те же сроки наблюдений.

3. Прочерк в таблице означает отсутствие прогностических карт.

4. Интервалы времени, отмеченные звездочкой, соответствуют началу построения траекторий частиц.

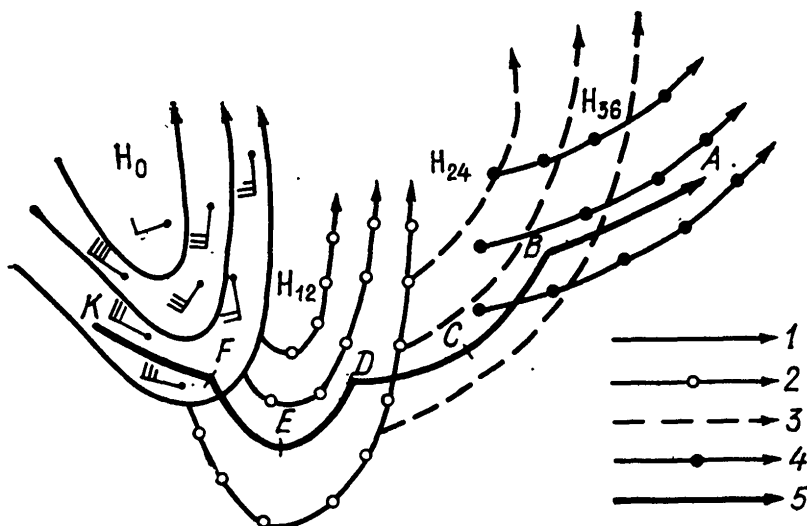


Рис. 3.1.1а. Схема построения прогностической траектории воздушной частицы с заблаговременностью 36 ч.

1 — изогипсы за исходный срок наблюдений (t_0) ч, 2 — прогностические изогипсы за срок ($t_0 + 12$) ч, 3 — прогностические изогипсы за срок ($t_0 + 24$) ч, 4 — прогностические изогипсы за срок ($t_0 + 36$) ч, 5 — KFEDCBA — прогностическая траектория с заблаговременностью 36 ч.

сторону направления воздушного потока), причем его длина, определяемая с помощью градиентной линейки (см. рис. 3.1.2, а также гл. 10), в масштабе карты равна величине $L_1 = \bar{V}_1 t_1$, где V_1 — средняя скорость геострофического или градиентного (с учетом кривизны изогипс) ветра вдоль этого отрезка, $t_1 = 6$ ч — интервал времени;

— перенести местоположение полученной точки B на прогностическую карту, за срок $(t_0 + 24)$ ч и параллельно изобарам или изогипсам на этой карте построить предшествующий 12-часовой отрезок траектории DB или два 6-часовых отрезка CB и DC (отрезки могут быть криволинейными). Длина отрезка DB в мас-

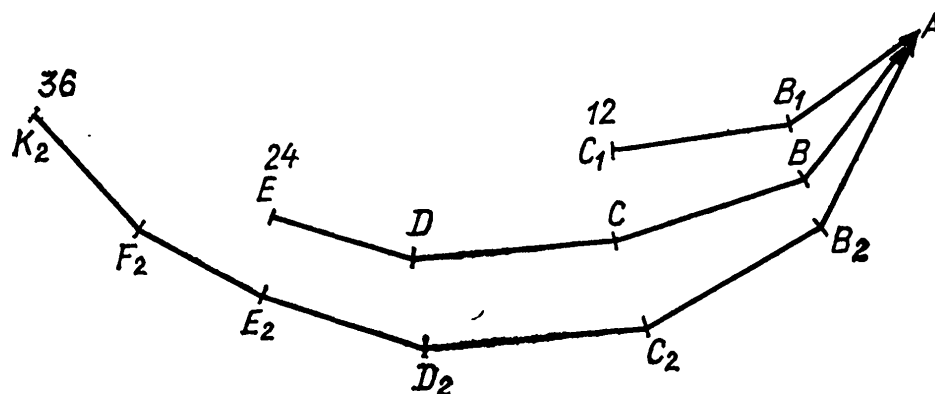


Рис. 3.1.16. Схема построения прогностических траекторий воздушных частиц с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч.

штабе карты равна величине $L_2 = \bar{V}_2 \cdot t_2$, где \bar{V}_2 — средняя скорость геострофического или градиентного ветра вдоль отрезка DB , $t_2 = 12$ ч — интервал времени;

— перенести местоположение точки D на карту за срок $(t_0 + 12)$ ч и по данным этой карты аналогично найти следующий предшествующий 12-часовой отрезок траектории FD или два 6-часовых отрезка ED и FE . Длина отрезка FD равна величине $L_3 = \bar{V}_3 \cdot t_3$, где $t_3 = 12$ ч, \bar{V}_3 — средняя скорость геострофического или градиентного ветра вдоль отрезка FD ;

— перенести местоположение точки F на карту исходного срока наблюдений (t_0) ч и построить первый 6-часовой отрезок траектории KF , длина которого равна величине $L_4 = \bar{V}_4 t_4$, где $t_4 = 6$ ч, \bar{V}_4 — средняя скорость фактического ветра вдоль отрезка KF . Если данные о фактическом ветре отсутствуют или имеются в недостаточном количестве, то следует брать среднее значение геострофического или градиентного ветра вдоль отрезка KF (направление ветра отождествляется с направлением изобар или изогипс).

Аналогично строятся прогностические траектории с заблаговременностью 24 и 12 ч (см. траекторию $EDCBA$ и C_1B_1A на рис. 3.1.16 и табл. 3.1.1). Эти траектории также строятся различными отрезками в зависимости от наличия тех или иных прогно-

стических карт, начиная в первом случае с карты за срок $(t_0 + 24)$ ч, а во втором — за срок $(t_0 + 12)$ ч. Таким образом, при прогнозе заблаговременностью 12, 24 и 36 ч получаем, как показано на рис. 3.1.1б, три различных, не совпадающих по направлению траектории воздушных частиц. Их полное совпадение между собой по направлению возможно лишь в стационарном случае, когда не происходит эволюции и перемещения барических образований. Иногда такие три траектории представляются в виде одного, двух и трех 12-часовых отрезков путем объединения 6-часовых отрезков. Чаше всего при большой длине отдельных 12- или 18-часовых отрезков траекторий (или неоднородном по направлению и скорости воздушном потоке) строятся два последовательных 6- или 9-часовых отрезка (см. рис. 3.1.1) с учетом данных на карте за один и тот же срок.

Графический способ построения прогностических траекторий воздушных частиц для определения района, куда переместится воздушная частица из пункта прогноза, предполагает использование сначала фактической карты приземного давления или геопотенциала за исходный (начальный) срок наблюдений t_0 , а затем последовательных по времени прогностических карт. В этом случае траектории строятся «вперед» по направлению воздушного потока в пункте прогноза. При этом для каждого срока карты при построении отрезков таких траекторий используются интервалы времени, представленные в табл. 3.1.1.

В качестве примера укажем последовательность построения 36-часовой траектории при наличии прогностических карт за сроки $(t_0 + 12)$ ч, $(t_0 + 24)$ ч, $(t_0 + 36)$ ч. Сначала строится первый 6-часовой отрезок траектории от пункта прогноза вперед соответственно направлению и скорости фактического ветра на карте за исходный срок наблюдений вдоль направления воздушного потока (в случае отсутствия данных о ветре используется рассчитанный геострофический или градиентный ветер). Затем по прогностическим картам за сроки $(t_0 + 12)$ ч и $(t_0 + 24)$ ч строятся два следующих 12-часовых отрезка траектории, каждый соответственно направлению изобар или изогипс и скорости геострофического или градиентного ветра за эти сроки. Наконец, последующий 6-часовой отрезок траектории достраивается по данным карты за срок $(t_0 + 36)$ ч.

Как уже отмечалось, построение диагностических траекторий воздушных частиц в принципе не отличается от построения прогностических траекторий. При этом также следует использовать данные табл. 3.1.1. Особенность диагностических траекторий заключается лишь в том, что при их построении используются фактические карты приземного давления или геопотенциала за все сроки наблюдений после исходного. При построении отрезков траекторий используются направление изогипс или изобар и составляющие геострофического или градиентного ветра лишь в случае отсутствия или недостаточного количества данных о фактическом ветре.

При прогнозе на 2—3 ч траектории частиц строятся по данным о фактическом ветре на карте приземного давления или геопотенциала в исходный срок наблюдений.

Таким образом, при наличии прогностических и фактических данных о давлении, геопотенциале, скорости ветра у поверхности Земли и на различных изобарических поверхностях с заблаговременностью до 36 ч всегда можно рассчитать прогностические и диагностические траектории воздушных частиц на любой срок.

При построении 6- или 12-часовых отрезков траекторий воздушных частиц определение скорости геострофического ветра v_g производится с помощью градиентной линейки, а его направление считается совпадающим с направлением изогипс или изобар.

Для основных изобарических поверхностей в средних широтах Европейской территории Советского Союза в медленно перемещающихся барических образованиях ($C \leq 40$ км/ч) целесообразно использовать следующие соотношения между градиентным v и геострофическим v_g ветром:

при большой циклонической кривизне изогипс¹ ($r \leq 500$ км)
 $v \approx \frac{2}{3}v_g$;

при большой антициклонической кривизне изогипс ($r \leq 500$ км)
 $v \approx \frac{3}{2}v_g$;

при прямолинейных изогипсах ($r > 1000$ км) и среднем радиусе кривизны изогипс ($500 \text{ км} < r \leq 1000 \text{ км}$) используется геострофический ветер v_g .

У поверхности Земли в медленно перемещающихся барических образованиях используются следующие соотношения между величинами v и v_g :

при большой циклонической кривизне изобар ($r \leq 500$ км)
 $v \approx \frac{2}{3}v_g$;

при большой антициклонической кривизне изобар ($r \leq 500$ км)
 $v \approx \frac{1}{3}v_g$;

при прямолинейных изобарах ($r > 1000$ км) и среднем радиусе кривизны изобар ($500 \text{ км} < r \leq 1000 \text{ км}$) используется геострофический ветер v_g .

Следовательно, градиентный ветер v нужно использовать при построении траекторий воздушных частиц при большой циклонической или антициклонической кривизне изобар или изогипс в медленно перемещающихся барических образованиях, т. е. при стационарных процессах в атмосфере.

Геострофический ветер v_g следует использовать при прямолинейных (или имеющих средний радиус кривизны) изогипсах или изобарах при любой скорости перемещения барических образований, а также при большой циклонической и антициклонической кривизне ($r \leq 500$ км) изобар или изогипс в быстро перемещающихся барических образованиях ($C > 40$ км/ч), т. е. при нестационарных процессах в атмосфере.

¹ Циклоническая или антициклоническая кривизна изогипс или изобар считается большой, если их радиус $r \leq 500$ км.

Для построения траекторий воздушных частиц графическим способом удобно пользоваться прозрачными гибкими линейками. В Гидрометцентре СССР для этой цели используются линейки, изображенные на рис. 3.1.2.

Применение такой линейки поясним на примере рис. 3.1.2 а. По нижней шкале линейки определяется скорость геострофиче-

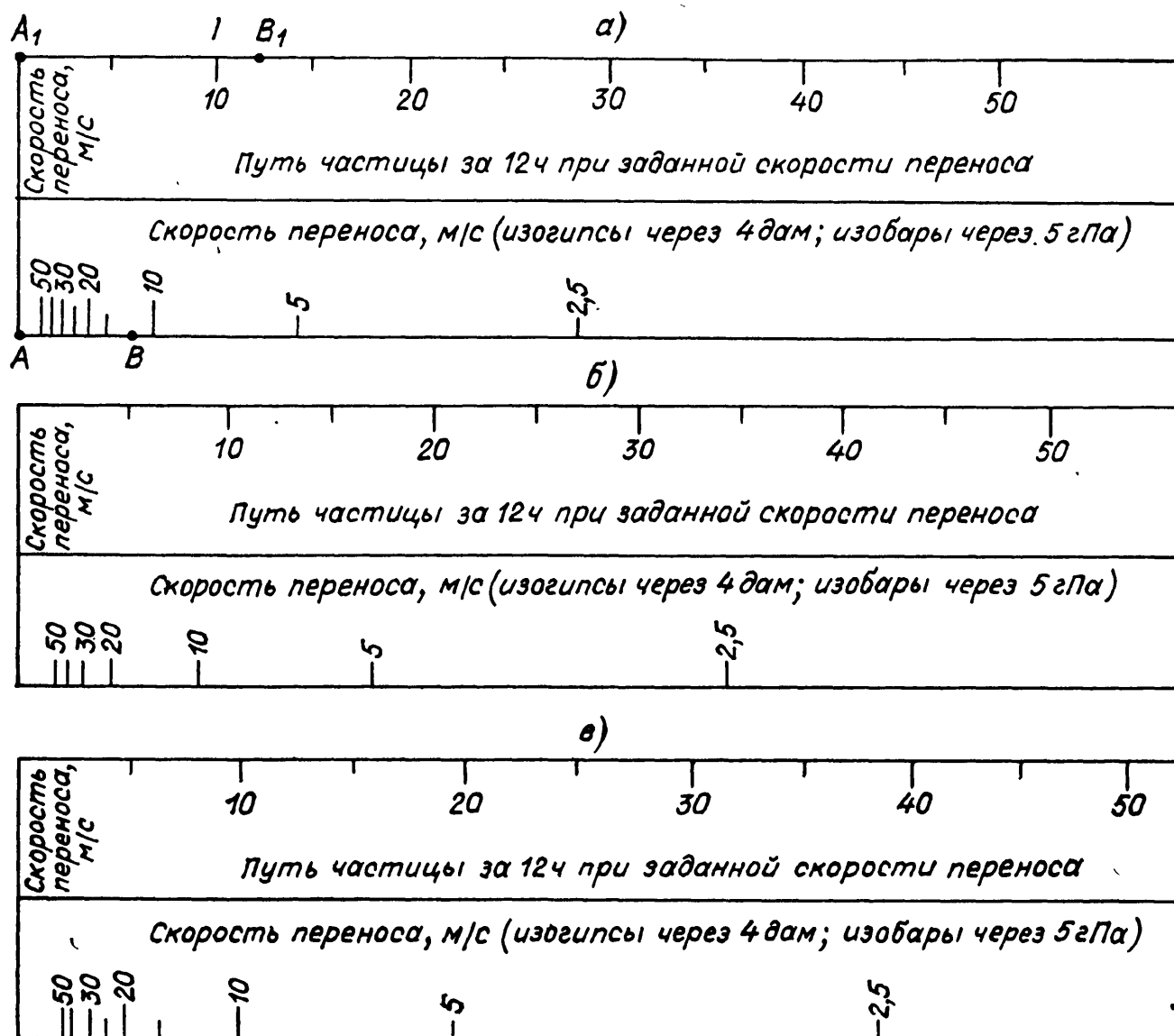


Рис. 3.1.2. Линейки для построения траекторий воздушных частиц на различных широтах карт масштаба 1 : 15 000 000.

а) для $\varphi=60^\circ$ с. ш., б) для $\varphi=50^\circ$ с. ш., в) для $\varphi=40^\circ$ с. ш.

ского ветра. Для этого линейка накладывается на карту таким образом, чтобы ее нижний край был направлен вдоль нормали к изогипсам. Затем на нижнем крае линейки отмечается точка B , в которой геопотенциал отличается от геопотенциала в рассматриваемом пункте, т. е. в точке A , на 4 гп. дам (точки A и B находятся на двух последовательных изогипсах, если они проводятся через 4 гп. дам). Скорость геострофического ветра, средняя для отрезка AB , определяется по значению скорости в точке B на нижней шкале линейки (в примере на рис. 3.1.2 а она равна 12 м/с). От точки A_1 на верхней шкале линейки откладывается отрезок соответственно найденной скорости ветра (12 м/с) и ставится точка

B_1 . Отрезок A_1B_1 представляет собой длину полусуточной траектории в геострофическом приближении (отрезок, равный значению $0,5A_1B_1$, представляет длину 6-часовой траектории). Линейки, изображенные на рис. 3.1.2, используются для географических широт соответственно от 55 до 65, от 45 до 55 и от 35 до 45° с. ш.

Следует заметить, что верхняя шкала на линейке может использоваться для построения траекторий воздушных частиц и в тех случаях, когда скорость ветра определяется каким-либо другим способом. В частности, верхняя шкала может быть применена при использовании данных о фактическом ветре (в этом случае говорят о траекториях, построенных по фактическому полю ветра).

3.2. Численный способ прогноза траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 1000, 850, 700, 500, 300 гПа

Этот способ представляет собой реализацию графического способа прогноза траекторий частиц на ЭВМ с некоторыми модификациями. Один из имеющихся в Гидрометцентре СССР вариантов численного прогноза траекторий частиц используется при оперативной работе синоптиков, другой — в численной синоптико-гидродинамической схеме прогноза осадков. Методика прогноза траекторий частиц в этих двух вариантах практически мало различается (в первом варианте траектории частиц прогнозируются для отдельных станций Европейской территории СССР и используется географическая система координат при выдаче начальных точек траекторий, во втором — для узлов сетки на территории Европы с шагом 300 км в декартовой системе координат). Остановимся несколько подробнее на втором варианте прогноза траекторий. Прогноз траекторий частиц проводится для пяти изобарических поверхностей 1000, 850, 700, 500, 300 гПа. Рассчитываются координаты x и y начальных точек траекторий воздушных частиц с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч. Исходными для расчетов данными являются прогностические поля геопотенциала для этих трех интервалов заблаговременности и данные объективного анализа полей геопотенциала за начальный (исходный) срок наблюдений. Особенности расчета траекторий частиц на ЭВМ заключаются в следующем:

1. Построение прогностических траекторий частиц производится 1-часовыми шагами по времени. Такой прием построения каждого 6-часового отрезка траектории частицы несколько снижает ошибки, вызванные конечно-разностной аппроксимацией производных, а также позволяет с большой точностью учитывать вращение ветра, наблюдающееся при перемещении атмосферных фронтов.

2. Расчет горизонтальных составляющих скорости ветра u и v в узлах сетки на всех уровнях атмосферы производится в геострофическом приближении. При большой кривизне изогипс на поверхностях 850, 700, 500 гПа учитывается негеострофичность движения

путем введения в формулы для составляющих скорости ветра u и v эмпирических коэффициентов:

$$u = 1,3u_g, \quad v = 1,3v_g \quad (3.2.1)$$

при большой антициклонической кривизне изогипс,

$$u = 0,7u_g, \quad v = 0,7v_g \quad (3.2.2)$$

при большой циклонической кривизне изогипс.

На поверхности 300 гПа рассчитываются чисто геострофические траектории воздушных частиц. На поверхности 1000 гПа при большой антициклонической кривизне изогипс используются формулы

$$u = 0,5u_g, \quad v = 0,5v_g, \quad (3.2.3)$$

а при большой циклонической кривизне — формулы (3.2.2).

3. Определение степени кривизны изогипс производится в зависимости от абсолютных значений вычисленных лапласианов геопотенциала ΔH .

При $|\Delta H| \geq 4$ гп. дам/(300 км)², где $\Delta H = H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0$, циклоническая или антициклоническая кривизна изогипс в свободной атмосфере считается большой и расчет производится по формулам (3.2.1) — (3.2.3), в противном случае ветер считается чисто геострофическим.

4. Определение последовательных (по времени) значений координат траекторий воздушных частиц, рассчитываемых для каждого узла сетки, производится с часовыми интервалами δt по формулам:

$$x = x_0 - u_0 \delta t, \quad y = y_0 - v_0 \delta t, \quad (3.2.4)$$

где x и y — координаты воздушной частицы в предыдущий момент; x_0 , y_0 — то же в последующий момент; u_0 и v_0 — составляющие по оси x и y геострофического или градиентного ветра (с эмпирическими поправками) в последующий момент в точке с координатами x_0 и y_0 .

Далее найденные таким способом значения координат x , y и соответствующие им величины u_g , v_g или u , v , вычисленные с помощью x и y по интерполяционным формулам (3.2.5), принимают роль последующих значений и отыскиваются новые предыдущие значения x и y по формулам (3.2.4). Такие вычисления повторяются в течение 6 или 12 ч по данным одной карты, а затем осуществляется переход к данным другой карты и расчеты снова повторяются.

5. При расчете значений каких-либо величин (u , v , ΔH) в точках, не совпадающих с узлами сетки, производится билинейная интерполяция. Приведем описание простого варианта билинейной интерполяции значений u , v , ΔH . На рис. 3.2.1 представлен один из квадратов сетки с шагом 300 км, в узлах которого имеются рассчитанные значения составляющих скорости ветра u_g , v_g или u , v , а также лапласианов геопотенциала ΔH . Внутри этого квад-

рата $E(x, y)$ — точка какого-либо отрезка траектории частицы с координатами x, y , для которой необходимо провести билинейную интерполяцию по известным в узлах сетки значениям выше-названных величин. Интерполируемые значения этих величин определяются по формулам:

$$u_{\text{инт}} = u_A + (u_D - u_A) \Delta x + (u_B - u_A) \Delta y + \\ + (u_A - u_B + u_C - u_D) \Delta x \Delta y,$$

$$v_{\text{инт}} = v_A + (v_D - v_A) \Delta x + (v_B - v_A) \Delta y + (v_A - v_B + v_C - v_D) \Delta x \Delta y,$$

$$\Delta H_{\text{инт}} = \Delta H_A + (\Delta H_D - \Delta H_A) \Delta x + (\Delta H_B - \Delta H_A) \Delta y + \\ + (\Delta H_A - \Delta H_B + \Delta H_C - \Delta H_D) \Delta x \Delta y, \quad (3.2.5)$$

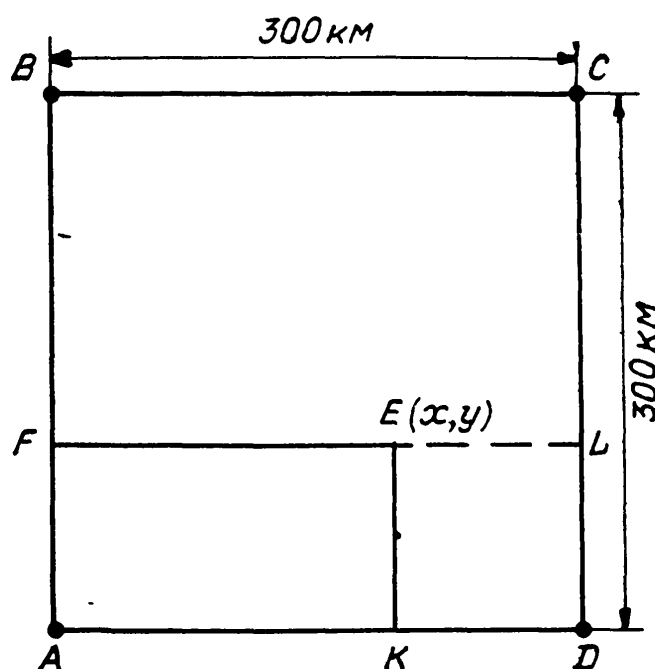


Рис. 3.2.1. Один из квадратов сетки $ABCD$, в котором осуществляется билинейная интерполяция величин $u, v, \Delta H$ в точке $E(x, y)$ по формулам (3.2.5).

где $u_{\text{инт}}, v_{\text{инт}}, \Delta H_{\text{инт}}$ — интерполируемые значения составляющих скорости ветра и лапласианов геопотенциала; $u_i, v_i, \Delta H_i$ — известные рассчитанные значения составляющих скорости ветра, а также лапласианов геопотенциала в узлах сетки A, B, C, D квадрата (см. рис. 3.2.1); $BA = AD = 1$; $EF = \Delta x$ и $EK = \Delta y$ — полученные по формулам (3.2.4) дробные значения координат $\Delta x, \Delta y$ траекторий внутри каждого квадрата сетки (Δx и Δy вычисляются в долях единицы). Таким образом в каждом квадрате сетки, где находится воздушная частица, производится линейная интерполяция значений $u, v, \Delta H$ с учетом расстояний в двух взаимно перпендикулярных направлениях (см. рис. 3.2.1 сначала по направлению BA и CD , а затем — FL).

При определении длины траекторий воздушных частиц учитывается изменение параметра Кориолиса с широтой путем введения коэффициентов $K = \sin 56^\circ / \sin \varphi$, а также масштаба карты при расчете составляющих геострофического или градиентного ветра в каждом узле сетки по формулам (3.2.1) — (3.2.3). Билинейная интерполяция составляющих ветра позволяет производить прост-

ранственное осреднение ветра, что обычно также делается синоптиком при построении траекторий воздушных частиц. При прогнозе траекторий частиц с заблаговременностью 36 ч расчеты, описанные в пп. 1—5, повторяются по прогностическим картам, начиная с самой большой заблаговременности 36 ч, затем 24, 12, 0 ч (карты объективного анализа), с заблаговременностью 24 ч — соответственно 24, 12, 0 ч и т. д.

Выдача на печать координат траекторий частиц и их нанеска на карты производится через 12-часовые промежутки времени. Искомые координаты начальных точек траекторий частиц выдаются в декартовых координатах x и y на плоскости карты.

Сопоставление результатов численного прогноза траекторий воздушных частиц на изобарической поверхности 850 гПа заблаговременностью 12 и 24 ч с траекториями, построенными по фактическому ветру на картах барической топографии, показало, что расхождение между положением начальных точек этих траекторий в первом случае равно 128 км, во втором — 186 км. В основном точность расчета прогностических траекторий частиц определяется точностью прогноза полей геопотенциала, вернее, центров барических образований на различных изобарических поверхностях.

Численный способ прогноза траекторий воздушных частиц имеет преимущество по сравнению с «ручным» расчетом, так как позволяет быстро и с достаточной точностью для большой территории производить расчет траекторий частиц на нескольких изобарических поверхностях одновременно.

3.3. Аналитический¹ способ прогноза траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа

Излагаемый в данном параграфе способ прогноза траекторий воздушных частиц с заблаговременностью 12 ч основан на использовании рассчитанных локальных ускорений скорости ветра du/dt и dv/dt по данным карт абсолютной топографии рассматриваемой изобарической поверхности 850, 700, 500 или 300 гПа за начальный (исходный) срок наблюдений. Этот способ целесообразно использовать при отсутствии прогностических карт барической топографии.

Рабочие формулы для расчета локальных изменений компонент скорости ветра du/dt и dv/dt , полученные из уравнений движения (1.1.1) и (1.1.2) для широты $\varphi = 56^\circ$, где параметр Корио-

¹ Способ, позволяющий рассчитывать по формулам (3.3.1)—(3.3.6) параметры, необходимые при построении прогностических траекторий воздушных частиц.

леса $l = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, для случаев ветра с западной составляющей имеет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx 0,4 \left(v - 4,2 \frac{\partial H}{\partial x} \right) - 7 \cdot 10^{-2} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right),$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} \approx -0,4 \left(u + 8,4 \frac{\partial H}{\partial y} \right) + 7 \cdot 10^{-2} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} \right).$$

(3.3.1)

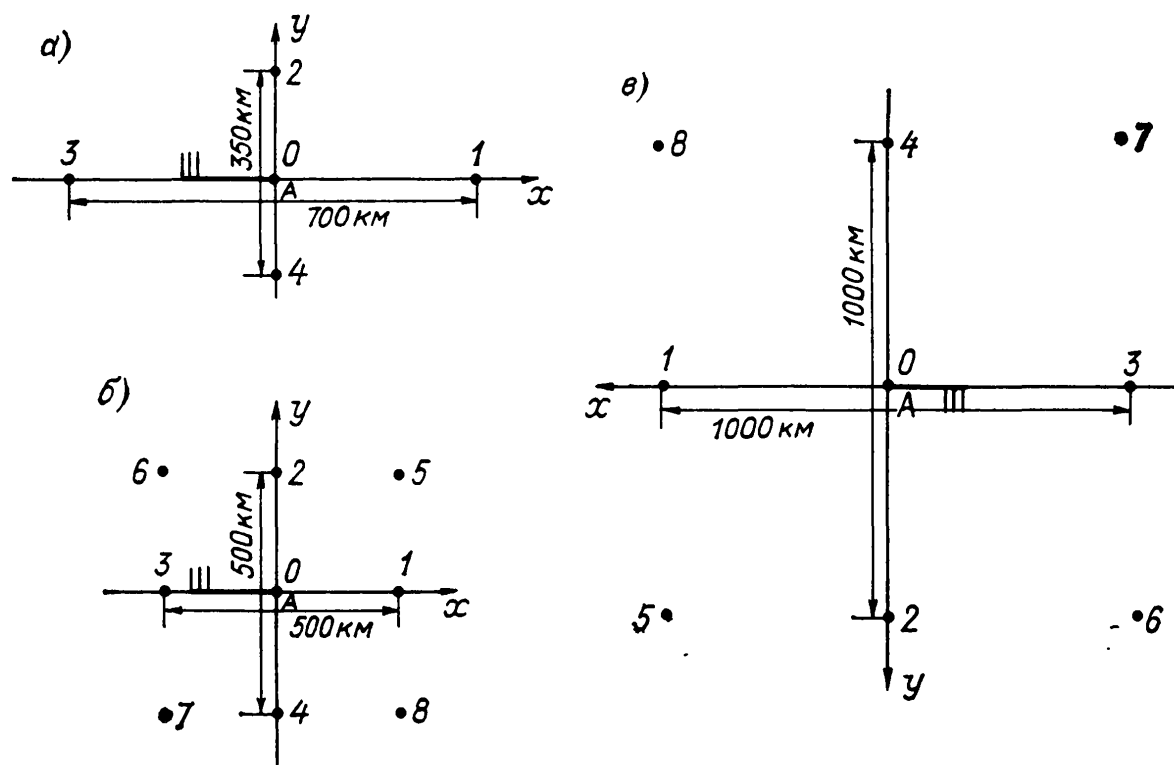


Рис. 3.3.1. Палетки для снятия на метеорологических станциях данных о геопотенциале H при расчете локальных ускорений $\partial u/\partial t$ и $\partial v/\partial t$.

Здесь величины $\partial u/\partial t$ и $\partial v/\partial t$ выражены в $\text{км}/\text{ч}^2$; u и v — компоненты скорости ветра вдоль осей x и y в $\text{км}/\text{ч}$ в прямоугольной системе координат; ось x направлена вдоль вектора скорости ветра u (вектор скорости ветра v в начальный момент равен 0) в каждом рассматриваемом пункте, ось y — в сторону низкого давления ($\partial H/\partial y < 0$); H — высота изобарической поверхности в гп. дам.

В формулах (3.3.1) первые слагаемые в их правой части учитывают негеострофичность атмосферных движений, вторые слагаемые — адвективный перенос составляющих скорости ветра в геострофическом приближении.

Значения производных $\partial H/\partial x$ и $\partial H/\partial y$ при ветре с западной составляющей на рассматриваемой изобарической поверхности должны определяться для расстояний $\Delta x = 700 \text{ км}$ и $\Delta y = 350 \text{ км}$ при вычислении первых слагаемых в правой части формул (3.3.1) и для $\Delta x = \Delta y = 500 \text{ км}$ при вычислении вторых слагаемых. На рис. 3.3.1 указаны точки, соответствующие цифровым индексам

в формулах (3.3.2), служащих для вычисления производных, входящих в формулы (3.3.1):

$$\begin{aligned}\partial H / \partial x &= H_1 - H_3, \\ \partial H / \partial y &= H_2 - H_4, \\ \partial^2 H / \partial x^2 &= 4 (H_1 + H_3 - 2H_0), \\ \partial^2 H / \partial y^2 &= 4 (H_2 + H_4 - 2H_0), \\ \partial^2 H / \partial x \partial y &= (H_5 - H_8) - (H_6 - H_7).\end{aligned}\tag{3.3.2}$$

В случае же ветра с восточной составляющей используются те же формулы (3.3.1), но коэффициенты в них перед вторыми слагаемыми берутся равными 10^{-2} . Расстояния Δx и Δy при вычислении вторых слагаемых по этим формулам принимаются равными 1000 км, а производные $\partial^2 H / \partial x^2$ и $\partial^2 H / \partial y^2$ рассчитываются по формулам

$$\partial^2 H / \partial x^2 = H_1 + H_3 - 2H_0, \quad \partial^2 H / \partial y^2 = H_2 + H_4 - 2H_0.$$

Таким образом, при ветре с восточной составляющей производные $\partial H / \partial x$ и $\partial H / \partial y$ в первых слагаемых формул (3.3.1) берутся с тем же шагом, что и при ветре с западной составляющей, т. е. $\Delta x = 700$ км и $\Delta y = 350$ км, а изменяются лишь горизонтальные шаги при расчете производных во вторых слагаемых формул (3.3.1).

Использование различных горизонтальных масштабов (350, 500, 700, 1000 км) при расчете локальных ускорений du/dt и dv/dt основано на результатах статистической обработки материала, проведенной при различных синоптических ситуациях.

Прогноз траекторий воздушных частиц заблаговременностью 12 ч на рассматриваемой поверхности для некоторого пункта A производится в несколько приемов с помощью градиентной линейки (см. п. 3,1 и гл. 10). При этом строятся два 6-часовых отрезка с учетом данных о геопотенциале, а также о фактической и геострофической скорости ветра в начальный срок наблюдений. Причем длина (L) и направление каждого 6-часового отрезка траектории уточняются путем вычисления углов вращения и изменения скоростей фактического ветра вдоль пути перемещения воздушной частицы. При необходимости можно ограничиться тем или иным приближением расчета длины (L) отрезков траектории частицы. Расчет локальных ускорений du/dt и dv/dt производится по формулам (3.3.1), (3.3.2) для пункта прогноза A , а также для нескольких пунктов, расположенных в районе, откуда происходит перенос воздуха в пункт A за интервал 6 ч по данным карты барической топографии в начальный срок. При этом ось x направляется вдоль вектора скорости ветра на каждой станции. Предлагается следующая последовательность расчетов (см. рис. 3.1.16; траектория частицы $C_1 B_1 A$).

1. Палетка (см. рис. 3.3.1 а) накладывается на карту барической топографии так, чтобы ее центр (точка O) совпал с пунктом A , для которого прогнозируется траектория частицы. Ось Ox при этом ориентируется по направлению вектора фактического ветра в пункте A . Снимаются значения геопотенциала H в точках 1, 2, 3, 4 при $\Delta x = 700$ км и $\Delta y = 350$ км для вычисления первых слагаемых в формулах (3.3.1), а также фактическое значение скорости ветра в км/ч в пункте A , которое в связи с указанным наложением палетки равно $(u_0)_A$.

2. В зависимости от направления ветра (с восточной или западной составляющей) в пункте A определяются горизонтальные масштабы $\Delta x = \Delta y = 500$ или $\Delta x = \Delta y = 1000$ км и выбираются для расчетов соответствующие палетки (см. рис. 3.3.1 б или 3.3.1 в), которыми следует пользоваться при вычислении вторых слагаемых в формулах (3.3.1). Ось Ox выбранной палетки также ориентируется по направлению скорости ветра в пункте A . В точках 0, 1, 2, ..., 8 снимаются значения H . Далее по формулам (3.3.1), (3.3.2) вычисляются величины $(\partial u / \partial t)_A$ и $(\partial v / \partial t)_A$. Индекс A означает принадлежность вычисленных локальных ускорений к пункту прогноза A (затем B_1 , C_1 и т. д.). Знак величины $\partial v / \partial t$ указывает ожидаемое направление вращения (вправо или влево) вектора скорости ветра со временем относительно его направления в начальный срок наблюдений. При $\partial v / \partial t > 0$ происходит вращение вектора скорости ветра справа налево (против движения часовой стрелки), а при $\partial v / \partial t < 0$ — слева направо (по направлению движения часовой стрелки). Если, например, ветер в пункте A в начальный срок западный, то при рассчитанном значении $\partial v / \partial t > 0$ ветер в последующие 12 ч будет иметь южную составляющую. Тангенс угла поворота ветра за 6-часовой интервал времени обычно достигает значений от 0,4 до 0,8, которым соответствуют углы вращения ветра от 20 до 40°.

3. Расчеты локальных ускорений $\partial u / \partial t$ и $\partial v / \partial t$ способом, изложенным в пп. 1—2, следует провести также для нескольких станций района, откуда осуществляется перенос воздуха в пункт A за интервал времени 6 ч до срока прогноза (при этом ось x на каждой станции имеет свое направление, совпадающее с направлением фактического ветра на этих станциях). Далее нужно расчертить изолинии отдельно для полей рассчитанных величин $\partial u / \partial t$ и $\partial v / \partial t$.

4. При построении 12-часовой прогностической траектории частицы $C_1 B_1 A$ (см. рис. 3.1.1б) сначала приближенно определяем положение некоторого пункта B_1 , соответствующего середине 12-часового интервала времени (т. е. прокладываем 6-часовой отрезок траектории). Для этого от точки A с учетом знака $(\partial v / \partial t)_A$ проводится приближенно отрезок траектории частицы, отклоняющейся по направлению от вектора скорости фактического ветра в точке A на угол, равный приблизительно 30°. С учетом измененного направления, а также средней скорости ветра в пункте A и по пути перемещения воздушных частиц за 6 ч на начальной

(исходной) карте барической топографии проводится с помощью градиентной линейки (см. п. 3.1) отрезок траектории B_1A , равный в масштабе карты пути перемещения частицы со средней скоростью ветра вдоль этого отрезка в течение 6 ч.

5. В пункте B_1 , осуществляя обычную интерполяцию рассчитанных ранее величин $\partial u/\partial t$ и $\partial v/\partial t$ на станциях, определяем значения $(\partial u/\partial t)_{B_1}$ и $(\partial v/\partial t)_{B_1}$.

6. Для отрезка траектории B_1A вычисляются средние значения компонент локальных ускорений по формулам:

$$\begin{aligned}\frac{\overline{\partial u}}{\partial t} &= 0,5 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)_A + \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)_{B_1} \right], \\ \frac{\overline{\partial v}}{\partial t} &= 0,5 \left[\left(\frac{\partial v}{\partial t} \right)_A + \left(\frac{\partial v}{\partial t} \right)_{B_1} \right],\end{aligned}\quad (3.3.3)$$

а затем величины u_t и v_t — проекции вектора скорости ветра за 6 ч до срока прогноза в рассматриваемом пункте A (B_1 , C_1 и т. д.) на первоначальное направление осей координат x и y в этом пункте:

$$\begin{aligned}u_t &= u_0 + 6 \frac{\overline{\partial u}}{\partial t}, \\ v_t &= 6 \frac{\overline{\partial v}}{\partial t}, \\ \operatorname{tg} \alpha &= \frac{v_t}{u_t},\end{aligned}\quad (3.3.4)$$

где u_0 — скорость фактического ветра в км/ч в рассматриваемом пункте A (B_1 , C_1 и т. д.) в начальный срок наблюдений; α — угол поворота ветра к моменту времени t за 6 ч до срока прогноза в рассматриваемом пункте A (B_1 , C_1 и т. д.). Этот угол α определяется по тригонометрическим таблицам по значению $\operatorname{tg} \alpha = v_t/u_t$.

7. Проводится снова отрезок B_1A траектории частицы по уточненному значению угла α , вычисленному по формулам (3.3.4) с учетом скорости фактического ветра $(u_0)_A$, $(u_0)_{B_1}$ на карте за начальный срок. Длина этого отрезка траектории частицы L_{B_1A} принимается равной средней скорости ветра в пунктах A и B_1 в начальный срок карты барической топографии, умноженной на $t=6$ ч, т. е.

$$L_{B_1A} = 6 \{0,5 [(u_0)_A + (u_0)_{B_1}]\}. \quad (3.3.5)$$

Таким образом, первый 6-часовой отрезок траектории B_1A прокладывается с учетом рассчитанного угла $(\alpha)_A$ по отношению к направлению скорости фактического ветра $(u_0)_A$ в пункте прогноза A на карте барической топографии за исходный срок. Длина отрезка L_{B_1A} , вычисленного по формуле (3.3.5), наносится на карту за исходный срок с учетом ее масштаба.

Повторяя циклы операций, описанные в пп. 1—7, т. е. вычис-

ления по формулам (3.3.1) — (3.3.5) для пункта B_1 с использованием рассчитанных значений $(u_t)_{B_1}$, $(v_t)_{B_1}$, $(\alpha)_{B_1}$, $(\partial u/\partial t)_{B_1}$, $(\partial v/\partial t)_{B_1}$, $(\partial u/\partial t)_{C_1}$ и $(\partial v/\partial t)_{C_1}$ по карте за исходный срок наблюдений, определяется второй 6-часовой отрезок прогностической траектории частицы C_1B_1 . Аналогичная формула для определения длины $L_{C_1B_1}$, второго 6-часового отрезка траектории частицы имеет вид

$$L_{C_1B_1} = 6 \{0,5 [(u_0)_{B_1} + (u_0)_{C_1}]\}. \quad (3.3.6)$$

Второй 6-часовой отрезок траектории C_1B_1 прокладывается с учетом рассчитанного угла $(\alpha)_{B_1}$ по отношению к направлению скорости фактического ветра $(u_0)_{B_1}$ в пункте B_1 на карте барической топографии за исходный срок. Длина отрезка $L_{C_1B_1}$, вычисленного по формуле (3.3.6), наносится на карту за исходный срок с учетом ее масштаба.

Рассчитанная таким способом прогностическая траектория воздушной частицы C_1B_1A (см. рис. 3.1.1б) имеет заблаговременность 12 ч. Следует отметить, что отрезок C_1B_1 соответствует началу перемещения воздушной частицы, отрезок B_1A — его концу.

Укажем возможные случаи вращения вектора скорости ветра с течением времени в пунктах A , B_1 в зависимости от знаков рассчитываемых величин u_t и v_t (см. рис. 3.3.2).

а) Если $u_t > 0$ и $v_t > 0$, то $\operatorname{tg} \alpha = v_t/u_t > 0$, $0^\circ < \alpha < 90^\circ$, $\alpha > 0^\circ$.

В этом случае вращение вектора скорости ветра происходит справа налево от первоначального направления.

б) Если $u_t > 0$ и $v_t < 0$, то $\operatorname{tg} \alpha = v_t/u_t < 0$, $(-90^\circ) < \alpha < 0^\circ$, $\alpha < 0^\circ$;

в) если $u_t < 0$ и $v_t > 0$, то $\operatorname{tg} \beta = v_t/u_t < 0$.

Угол β определяется по тригонометрическим таблицам, β — угол, дополняющий α до 180° , $\alpha = 180^\circ + \beta$, $90^\circ < \alpha < 180^\circ$, $\alpha > 0^\circ$;

г) если $u_t < 0$ и $v_t < 0$, $\operatorname{tg} \beta = v_t/u_t > 0$, $\beta > 0$, $\alpha = -(180^\circ - \beta)$, $(-180^\circ) < \alpha < 0^\circ$, $\alpha < 0^\circ$;

д) если $v_t = 0$ и $u_t \neq 0$, то $\alpha = 0^\circ$ и вращения ветра в рассматриваемом пункте не происходит. Если $u_t = 0$ и $v_t \neq 0$, то $\alpha = \pm 90^\circ$ в зависимости от знака v_t .

Изложенный способ прогноза траекторий частиц применим и в том случае, когда необходимо определить пункт, в который придет воздушная частица через интересующий нас промежуток времени. Поля локальных ускорений $\partial u/\partial t$ и $\partial v/\partial t$ вычисляются при этом по карте барической топографии за начальный срок наблюдений на нескольких станциях, расположенных по направлению потока воздушной массы от пункта A .

Проведенная проверка предлагаемой методики показала, что расхождение между положением начальных точек предвычисленных

траекторий на изобарической поверхности 850 гПа и траекторий, построенных по данным о фактическом ветре и геопотенциале на последовательных картах барической топографии, составляет в среднем 110 км при заблаговременности прогноза 12 ч.

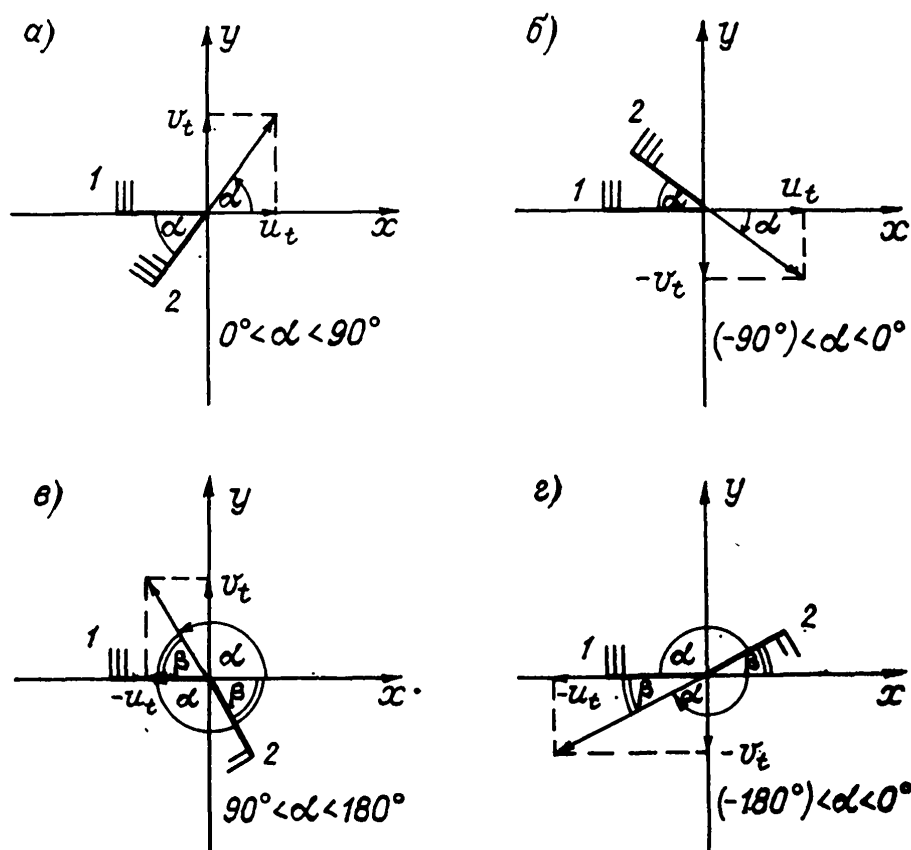


Рис. 3.3.2. Возможные случаи вращения ветра на метеостанциях через 6-часовые интервалы времени в зависимости от знаков u_t и v_t .

1 — скорость и направление ветра в исходный срок наблюдений на станции; 2 — скорость и направление ветра за 6 ч до срока прогноза на этой станции; α — угол вращения ветра на станции за 6 ч до срока прогноза; β — угол, дополняющий угол α до 180° .

Оправдываемость по знаку прогноза направления скорости ветра в пункте прогноза с заблаговременностью 12 ч составляет 82 %. При допуске $\pm 20^\circ$ совпадение между направлением рассчитанного и фактического ветра равно 76 %, а при допуске $\pm 30^\circ$ — 82—94 % для различных синоптических ситуаций.

Глава 4

Вертикальные движения воздуха

4.1. Общие понятия об упорядоченных вертикальных движениях воздуха

Возникновение вертикальных движений в атмосфере обуславливается силами турбулентной вязкости, нестационарностью атмосферных движений, влиянием орографии, архимедовой силой пла-

вучести. Скорость вертикальных движений, размеры областей с вертикальными движениями одного знака, их устойчивость во времени и степень воздействия на развитие атмосферных процессов и характер погоды сильно варьируют в зависимости от причин, обусловивших их возникновение.

В формировании явлений погоды, связанных с конденсацией водяного пара в атмосфере, наиболее важную роль играют упорядоченные вертикальные движения, возникающие вследствие воздействия трения и нестационарности атмосферных процессов. Упорядоченные вертикальные движения в сравнении с конвективными обычно мало меняются во времени и пространстве, охватывают значительный слой атмосферы и большую территорию, сравнимую с размерами циклонов и антициклонов. Упорядоченные вертикальные движения являются одним из главных факторов формирования и эволюции обширных облачных систем $As-Ns$. Наряду с адвекцией они вызывают наиболее существенные изменения в распределении температуры и влажности с высотой, несмотря на то что скорость этих движений (от 1 до 10 см/с) в среднем гораздо меньше скорости горизонтальных движений.

В связи с большим практическим значением вертикальных движений воздуха для диагноза и прогноза облаков, осадков, а также температуры воздуха предпринимались попытки инструментального определения вертикальных скоростей. Но оказалось, что ошибки наблюдения соизмеримы с самой вертикальной скоростью, так что практически единственным путем определения вертикальных движений является их расчет, основанный на использовании уравнений гидротермодинамики. Прежде чем говорить о методах расчета упорядоченных вертикальных скоростей, напомним, что часто вместо обычной вертикальной скорости в см/с

$$w = dz/dt \quad (4.1.1)$$

рассчитывают ее аналог

$$\tau = dp/dt, \quad (4.1.2)$$

представляющий собой изменение (со временем) давления в частице воздуха при ее перемещении с одной изобарической поверхности на другую. Величины w и τ связаны соотношением

$$\tau = \rho \left(\frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} - gw \right) \approx -g\rho w. \quad (4.1.3)$$

Из этого соотношения видно, что отрицательным значениям величины τ соответствуют восходящие движения воздуха, положительным — нисходящие.

Если τ выражать в гПа/ч, w — в см/с, ρ — в гПа, то для перехода от τ к w можно воспользоваться следующей формулой:

$$w = -0,813 \frac{T}{p} \tau. \quad (4.1.4)$$

В дальнейшем индивидуальное изменение давления τ для удобства условимся называть, как и ω , вертикальной скоростью.

Несмотря на разнообразие в постановке различных метеорологических задач и методов их решения, существующие способы расчета вертикальных скоростей воздуха можно разделить на четыре группы, основанные на использовании: 1) уравнения неразрывности, 2) уравнения притока тепла, 3) уравнения вихря скорости, 4) трех перечисленных уравнений и уравнения статики.

4.2. Вычисление вертикальных движений воздуха из уравнения неразрывности

Скорость вертикальных движений воздуха можно определить из уравнения неразрывности

$$\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial \tau / \partial p = 0. \quad (4.2.1)$$

Интегрируя это уравнение по давлению p в пределах от p_1 до p_2 , получим

$$\tau_{p_2} - \tau_{p_1} = \int_{p_2}^{p_1} D dp = (p_1 - p_2) \bar{D}_{p_1}^{p_2}, \quad (4.2.2)$$

где $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ — горизонтальная дивергенция скорости ветра; τ_{p_2} и τ_{p_1} — вертикальные скорости у изобарических поверхностей $p_2 = \text{const}$ и $p_1 = \text{const}$; $\bar{D}_{p_1}^{p_2}$ — среднее значение дивергенции в слое, ограниченном этими поверхностями. В дальнейшем для определенности индекс «1» будем относить к нижней, а индекс «2» — к верхней изобарической поверхности.

Следует подчеркнуть, что средняя дивергенция скорости ветра в каком-либо слое атмосферы определяет лишь изменение вертикальной скорости от нижней к верхней границе этого слоя. Однозначного же соответствия между изменением горизонтальной дивергенции скорости от нижней к верхней границе этого слоя и вертикальным движением нет. Например, если $\bar{D}_{p_1}^{p_2} < 0$ (горизонтальная конвергенция скорости ветра), то могут встретиться следующие случаи распределения вертикальной скорости с высотой: восходящее движение воздуха на нижней границе слоя ($\tau_{p_1} < 0$) и более интенсивное восходящее движение на верхней границе ($\tau_{p_2} \ll 0$), нисходящее движение на нижней границе ($\tau_{p_1} > 0$) и восходящее движение на верхней границе ($\tau_{p_2} > 0$), нисходящее движение на верхней границе ($\tau_{p_2} > 0$) и более интенсивное нисходящее движение на нижней границе ($\tau_{p_1} \gg 0$). Аналогично при положительной дивергенции скорости ветра ($\bar{D}_{p_1}^{p_2} > 0$) верти-

кальное движение воздуха на том или ином уровне может оказаться как нисходящим, так и восходящим.

Если в качестве нижней рассматривать изобарическую поверхность на уровне Земли и принять, что здесь вертикальное движение отсутствует ($\tau_{p_1} = 0$), то формула (4.2.2) приобретает следующий вид:

$$\tau_p = \bar{D}_{p_0}^p (p_0 - p), \quad (4.2.3)$$

где τ_p — скорость вертикального движения воздуха на уровне с давлением p ; p_0 — давление у поверхности Земли: $\bar{D}_{p_0}^p$ — среднее значение дивергенции скорости ветра во всем вертикальном столбе воздуха от поверхности Земли до уровня с давлением p .

Выражения (4.2.2) и (4.2.3) позволяют получить рабочие формулы для вычисления скорости вертикальных движений воздуха у изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа. Предполагая, что в каждом слое, ограниченном изобарическими поверхностями 1000 и 850 гПа, 850 и 700 гПа, 700 и 500 гПа, средняя дивергенция скорости ветра равна среднему арифметическому от значений дивергенции на нижней и верхней границах слоя и что у поверхности Земли вертикальное движение отсутствует, найдем

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= 3,2 (D_{1000} + D_{850}), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} + 3,2 (D_{850} + D_{700}), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} + 4,3 (D_{700} + D_{500}). \end{aligned} \quad (4.2.4)$$

В этих формулах τ выражено в гПа/12 ч; D_{1000} , D_{850} , D_{700} и D_{500} — горизонтальная дивергенция скорости ветра на изобарических поверхностях 1000, 850, 700 и 500 гПа, выраженная в м/с на 1000 км расстояния (D_{1000} практически принимается равной дивергенции скорости ветра у поверхности Земли).

Формулы (4.2.4) служат для расчета мгновенных значений τ , относящихся к сроку синоптических карт, по которым определяется дивергенция. Для того чтобы рассчитать скорость вертикального движения на различных уровнях для какого-либо пункта, следует по картам (приземной, АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀) этого срока определить дивергенцию скорости ветра в данном пункте. О способах расчета и качественном определении дивергенции по полю ветра подробно говорится в гл. 1.

С некоторым приближением формулами (4.2.4) можно пользоваться и для предвычисления вертикальных движений на 9—15 ч вперед относительно срока синоптических карт. С этой целью на исходных картах АТ предварительно следует наметить ожидаемые траектории воздушных частиц на поверхностях 850, 700 и 500 гПа способом, указанным в гл. 7. Далее для начальной точки траектории на поверхности 850 гПа определяется дивергенция скорости ветра по исходной карте АТ₈₅₀ (D_{850}), а также дивергенция скорости

ветра по исходной приземной карте (D_{1000}). Для начальных точек траекторий на поверхностях 700 и 500 гПа по исходным картам AT_{700} и AT_{500} определяются соответственно значения дивергенции D_{700} и D_{500} . Затем найденные значения дивергенции скорости ветра подставляются в формулы (4.2.4).

В некоторых случаях рассчитать дивергенцию скорости ветра у поверхности Земли не представляется возможным. Тогда величину τ_{850} можно вычислить по формуле

$$\tau_{850} = -3,5 \Delta p_0 + 3,2 D_{850}, \quad (4.2.5)$$

где Δp_0 — лапласиан приземного барического поля, выраженный в гПа/(500 км)² (способ определения Δp_0 указывается в п. 4.3). Формулу (4.2.5) можно применять как для определения мгновенных значений τ , относящихся к сроку синоптических карт, так и при прогнозе вертикальных перемещений воздуха на 9—15 ч вперед. В последнем случае лапласиан Δp_0 рассчитывается по исходной приземной карте для начальной точки ожидаемой траектории на поверхности 850 гПа.

Летом при расчетах скорости вертикальных движений воздуха в случаях антициклонического поля на поверхности 850 гПа полезно вносить поправку на суточный ход дивергенции. В центральной части европейской территории СССР в этих случаях дивергенция скорости ветра на поверхности 850 гПа в 15 ч мск в среднем на 3 м/с на 1000 км расстояния больше (а конвергенция на 3 м/с на 1000 км расстояния меньше), чем в 3 ч. В других же случаях и на более высоких изобарических поверхностях суточный ход дивергенции в указанном районе незначительный. Если между поверхностями 850 и 700 гПа дивергенция мало изменяется с высотой, то

$$\tau_{700} \approx 1,3 D_{850}. \quad (4.2.6)$$

При наличии бездивергентного уровня между поверхностями 700 и 500 гПа справедливо равенство

$$\tau_{500} \approx \tau_{700}. \quad (4.2.7)$$

Приближенные формулы (4.2.6) и (4.2.7) можно применять в тех случаях, когда количество данных о ветре на поверхностях 700 и 500 гПа недостаточно для вычисления дивергенции. Если же сведений о ветре на этих поверхностях достаточно, то расчеты τ_{700} и τ_{500} следует производить по более точным формулам (4.2.4).

Остановимся на достоинствах и недостатках расчета вертикальных скоростей воздуха по полю ветра. Основным преимуществом данного метода является то, что формулы (4.2.4) получаются непосредственно из уравнения неразрывности без привлечения дополнительных гипотез. При использовании фактического ветра нет необходимости вводить поправку на трение. Поэтому расчет по полю ветра дает относительно хорошие результаты в районах, достаточно хорошо освещенных сведениями о ветре. Если таких све-

дений много, то расчет по полю ветра можно рекомендовать как для равнинных районов, так и особенно для районов с сильно пересеченной местностью, где изображение барического поля встречает значительные трудности. Крупным недостатком расчета τ по полю ветра является необходимость иметь довольно большое число данных о ветре, а также трудоемкость вычисления дивергенции. В условиях оперативной работы расчет τ удается выполнить, как правило, не более чем для двух-трех пунктов. При прогнозе τ не учитывается изменение дивергенции, а лишь используются ее исходные значения в начальных точках траекторий, поэтому прогноз по полю ветра можно давать не более чем на 9—15 ч вперед относительно срока исходных карт.

Расчет дивергенции также страдает тем недостатком, что ее значение получается как малая разность больших величин. Для получения дивергенции с точностью до 10 % производные должны определяться с точностью до 1 %. Точность же наблюдений за ветром хуже. Погрешность вычисления дивергенции по наблюдениям за ветром может быть такого же порядка, как и сама дивергенция. В связи с этим оказывается эффективным сглаживание поля ветра.

4.3. Вычисление скорости вертикальных движений воздуха по данным о барическом поле

Расчет вертикальных скоростей по данным полей приземного давления и абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей получил широкое применение в оперативной работе, поскольку данных об абсолютном геопотенциале и приземном давлении воздуха несравнимо больше, чем, например, о ветре. Этот метод основан на совместном использовании уравнения вихря скорости, уравнения неразрывности и формулы, выражающей вклад приземной дивергенции трения.

Проинтегрируем по давлению от p_1 до p_2 уравнение вихря скорости, взятое без учета трения:

$$\frac{1}{l} \frac{d \Delta H}{dt} = -lD, \quad (4.3.1)$$

где

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tau \frac{\partial}{\partial p};$$

$D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ — горизонтальная дивергенция скорости ветра; $\Delta H = \partial^2 H / \partial x^2 + \partial^2 H / \partial y^2$ — лапласиан геопотенциала H . Тогда найдем

$$\frac{1}{l} \left(\frac{d \Delta H}{dt} \right)_{p_1}^{p_2} = -l \bar{D}_{p_1}^{p_2}. \quad (4.3.2)$$

Здесь $\overline{D}_{p_1}^{p_2}$ и $\left(\frac{d\Delta H}{dt}\right)_{p_1}^{p_2}$ представляют собой средние значения горизонтальной дивергенции скорости ветра и индивидуального изменения лапласиана ΔH в слое, ограниченном изобарическими поверхностями $p_1 = \text{const}$ и $p_2 = \text{const}$.

Подставляя в уравнение неразрывности полученную из (4.3.2) дивергенцию, найдем

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} - \frac{1}{l^2} (p_1 - p_2) \left(\frac{d\overline{\Delta H}}{dt}\right)_{p_1}^{p_2}. \quad (4.3.3)$$

Данное выражение показывает, что при отсутствии трения скорость вертикального движения воздуха на верхней границе какого-либо слоя (τ_{p_2}) складывается из скорости вертикального движения на нижней его границе (τ_{p_1}) и некоторой добавка, пропорционального среднему значению индивидуального изменения лапласиана ΔH и барической толщине этого слоя. Практически рассматриваются слои, ограниченные изобарическими поверхностями 850 и 700, 700 и 500, 500 и 300 гПа, а также нижний слой атмосферы, заключенный между поверхностью Земли ($p_1 = 1000$ гПа) и поверхностью 850 гПа.

Для учета вертикальной скорости, обусловленной трением в приземном слое, правую часть выражения (4.3.3) следует дополнить слагаемым $\tau_{\text{тр}} = -3,5 \Delta p_0$, где Δp_0 — лапласиан давления у поверхности Земли в гПа/(500 км)². Тогда при известных предположениях найдем следующие рабочие формулы для 12-часового промежутка времени:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= -3,5 \left(\overline{\Delta p_0} + \frac{d}{dt} \Delta p_0 \right), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{850} + \frac{d}{dt} \Delta H_{700} \right), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{700} + \frac{d}{dt} \Delta H_{500} \right), \\ \tau_{300} &= \tau_{500} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{500} + \frac{d}{dt} \Delta H_{300} \right), \end{aligned} \quad (4.3.4)$$

причем H должно быть выражено в гп. дам, τ — в гПа/12 ч.

При расчете вертикальных движений воздуха за 12-часовой промежуток времени с помощью формул (4.3.4) необходимо предварительно по картам АТ определить траектории воздушных частиц, которые переместились в «пункт расчета» к концу этого промежутка. Способы определения траекторий указаны в гл. 3. Каждая величина вида $\frac{d}{dt} \Delta H$ практически определяется (по картам АТ соответствующей изобарической поверхности) как разность между значением лапласиана ΔH в пункте расчета в конечный

момент рассматриваемого промежутка времени и значением лапласиана ΔH в начальной точке траектории в начальный момент этого промежутка. Величина $\frac{d}{dt} \Delta p_0$ определяется как разность между значением лапласиана Δp_0 в пункте расчета в конечный момент и значением лапласиана Δp_0 в начальной точке траектории на поверхности 850 гПа в начальный момент рассматриваемого промежутка времени. За величину $\overline{\Delta p_0}$ берется среднее арифметическое между значением Δp_0 в пункте расчета в конечный момент и значением Δp_0 у начальной точки траектории на поверхности 850 гПа в начальный момент.

О вычислении лапласианов ΔH говорится в приложении 2. При расчете вертикальных движений точки 1, 2, 3 и 4 берутся на расстоянии 500 км от центральной. В области небольших барических образований диаметром примерно 500 км и менее при снятии лапласианов Δp_0 и ΔH точки берутся на расстоянии 250 км от центральной. Тогда соответствующие коэффициенты в формулах (4.3.4) следует увеличить в 4 раза. Лапласиан Δp_0 определяется по приземному барическому полю по формуле

$$\Delta p_0 = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0,$$

где p_0 — давление в центральной точке; p_1, p_2, p_3, p_4 — давление в четырех других точках, каждая из которых удалена от центральной точки на 500 км. Имеется в виду давление в гектопаскалях, приведенное к уровню моря. Еще лучше производить расчеты по формуле

$$\Delta p_0 = \frac{1}{2} (p_1 + p_2 + \dots + p_8 - 8p_0),$$

т. е. вместо четырех брать восемь периферийных точек. Пользуясь палеткой для четырех точек дважды, можно выбрать восемь точек, второй раз наложив палетку с поворотом на 45° .

Формулы (4.3.4) служат для расчета вертикальных движений воздуха у изобарических поверхностей 850, 700, 500, 300 гПа. Вертикальные скорости на промежуточных уровнях можно найти путем интерполяции с учетом высоты этих уровней относительно упомянутых изобарических поверхностей. При наличии карт АТ других изобарических поверхностей скорости вертикальных движений согласно (4.3.3) и (4.3.4) можно определить более точно с помощью формулы

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} - 0,014 (p_1 - p_2) \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{p_1} + \frac{d}{dt} \Delta H_{p_2} \right). \quad (4.3.5)$$

Здесь τ_{p_2} — скорость вертикального движения у рассматриваемой изобарической поверхности $p_2 = \text{const}$; τ_{p_1} — скорость вертикального движения у поверхности $p_1 = \text{const}$ (850, 700, 500 или 300 гПа), лежащей ниже рассматриваемой поверхности $p_2 = \text{const}$,

$\frac{d}{dt} \Delta H_{p_1}$ — индивидуальное изменение лапласиана ΔH на поверхности p_1 ; $\frac{d}{dt} \Delta H_{p_2}$ — индивидуальное изменение лапласиана на рассматриваемой поверхности p_2 .

Внутри слоя трения значение вертикальной скорости на высоте h над поверхностью Земли (τ_h) может быть вычислено по формуле

$$\tau_h = b \tau_{850}, \quad (4.3.6)$$

где b — коэффициент, средние эмпирические значения которого для различных высот (h) приводятся ниже:

h м	0	100	200	300	400	500	600	700	>700
b	0	0,22	0,42	0,59	0,72	0,83	0,90	0,95	1

В нижнем слое атмосферы, до высоты 300 м, решающая роль в развитии вертикальных движений воздуха принадлежит дивергенции приземного трения; роль же нестационарности дивергенции (фактора $\frac{d}{dt} \Delta p_0$) здесь относительно невелика. В связи с этим может быть использована упрощенная формула

$$\tau_h \approx -0,7h \Delta p_0. \quad (4.3.7)$$

Здесь τ_h выражено в гПа/12 ч, h — высота от поверхности Земли в сотнях метров.

Описанный метод расчета скорости упорядоченных вертикальных движений воздуха по барическому полю сравнительно прост в практическом применении и косвенно учитывает изменение дивергенции скорости ветра. В целом он дает удовлетворительную картину распределения восходящих и нисходящих движений воздуха. В то же время данный метод не лишен ряда недостатков, которые всегда следует иметь в виду при прогнозе погоды. Прежде всего, предвычисление вертикальных движений, естественно, оказывается ошибочным при неточном прогнозе барического поля у поверхности Земли и на высотах. Далее, метод дает значение вертикального перемещения частицы у той или другой изобарической поверхности за весь рассматриваемый промежуток времени. Мгновенные же значения скорости вертикального движения внутри этого промежутка времени иногда могут существенно изменяться. Наконец, этот метод, основывающийся на использовании упрощенного уравнения вихря скорости, не учитывает влияния переноса вихря в вертикальном направлении.

Теперь дадим некоторые рекомендации к расчету вертикальных перемещений воздуха за другие промежутки времени.

Для 6-часового промежутка времени расчеты τ можно производить тем же путем, который был указан для 12-часового проме-

жутка. При этом используются карты для начального и конечного моментов времени рассматриваемого 6-часового промежутка. По этим картам определяются траектории, затем вычисляются лапласианы в начальных и конечных точках траекторий. Далее расчет τ ведется по формулам:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= -1,8 \overline{\Delta p_0} - 3,5 \frac{d}{dt} \Delta p_0, \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{850} + \frac{d}{dt} \Delta H_{700} \right), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \Delta H_{700} + \frac{d}{dt} \Delta H_{500} \right).\end{aligned}\quad (4.3.8)$$

В этих формулах, в отличие от предыдущих рабочих формул, τ выражено в гПа/6 ч, $\frac{d}{dt} \Delta p_0$ и $\frac{d}{dt} \Delta H$ — индивидуальные изменения лапласианов также за 6 ч.

Расчет скорости вертикальных движений воздуха за промежутки времени более 12 ч (18, 24 и 30 ч) целесообразно производить отдельно, последовательно определяя указанным путем величину за 12- и 6-часовые интервалы, входящие в рассматриваемый промежуток времени. Обычно с увеличением последнего начальные точки траекторий на различных изобарических поверхностях становятся все более удаленными друг от друга, и поэтому надежность результатов расчета уменьшается.

Прогностические вертикальные скорости рассчитываются по такой же методике, как и в диагнозе, с той лишь разницей, что конечным моментом расчета считается срок прогноза и ожидаемые траектории воздушных частиц строятся на прогностической карте. Лапласианы для начальной точки траектории определяются на картах исходного срока (срок аэрологических наблюдений, являющийся отправным для составления прогностических карт).

В условиях оперативной работы чаще всего составляются карты будущего барического поля на 24 ч вперед. Расчет вертикального перемещения частицы, находившейся в исходный срок (3 ч мск) на изобарической поверхности 850 гПа, производится для первых и вторых полусуток отдельно по первой из формул (4.3.4) с помощью карт будущего приземного барического поля и поля AT_{850} на 3 ч следующих суток и приземной карты погоды по данным наблюдений в 3 ч текущих суток.

Для предвычисления вертикального перемещения частицы, находившейся в исходный срок на поверхностях 700, 500 и 300 гПа, используются соответственно 2, 3 и 4-я из формул (4.3.4).

Если в распоряжении синоптика имеются только две будущие суточные карты (приземная и AT_{700}), то вертикальные скорости

в течение 12 ч с достаточной для практических целей точностью выражаются следующими формулами:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= 3,5 \left(\overline{\Delta p_0} + \frac{d}{dt} \Delta p_0 \right), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 4,2 \frac{d}{dt} \Delta H_{700}, \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 5,6 \frac{d}{dt} \Delta H_{700}.\end{aligned}\tag{4.3.9}$$

Эти упрощенные формулы применимы лишь в том случае, если направление и скорость ветра мало меняются высотой.

Расчеты по приведенным формулам сводятся к отысканию прогнозируемой суточной траектории у поверхности Земли и на изобарической поверхности 700 гПа. Затем снимаются соответствующие значения лапласианов давления и геопотенциала по приземной карте и AT_{700} исходного срока (например, 3 ч мск текущих суток) в начальной точке траектории ($\Delta p_n, \Delta H_n$) и по будущим приземной карте и AT_{700} на 3 ч следующих суток в конечной точке, являющейся пунктом прогноза ($\Delta p_k, \Delta H_k$). Значения лапласиана давления и геопотенциала в 15 ч выражаются средним арифметическим их значений в начальной и конечной точках прогнозируемой суточной траектории:

$$\Delta p_{15} = \frac{\Delta p_n + \Delta p_k}{2},\tag{4.3.10}$$

$$\Delta H_{15} = \frac{\Delta H_n + \Delta H_k}{2}.\tag{4.3.11}$$

Зная $\Delta p_n, \Delta p_k, \Delta H_n, \Delta H_k$, а следовательно, и $\Delta p_{15}, \Delta H_{15}$, можно вычислить $\tau_{850}, \tau_{700}, \tau_{500}$ отдельно для полусуток, начинающихся с 3 и с 15 ч. Расчеты скоростей вертикальных движений $\tau_{850}, \tau_{700}, \tau_{500}$ можно производить как непосредственно по формулам (4.3.9), так и с помощью номограмм, изображенных на рис. 4.3.1 и 4.3.2.

На рис. 4.3.1 приведена номограмма для определения τ_{850} . По оси абсцисс отложены значения лапласиана Δp_n , по оси ординат — значения Δp_k (индексы «н» и «к» означают соответственно начало и конец траектории).

На рис. 4.3.2 приведена номограмма для определения τ_{700} и τ_{500} . На оси абсцисс даны значения $\Delta H_n, \tau_{850}, \tau_{700}$ (числа на шкале означают одновременно $\Delta H_n, \tau_{850}$ и τ_{700}), на оси ординат — значения ΔH_k и $\Delta H_k - \Delta H_n$ (числа на шкале означают одновременно ΔH_k и $\Delta H_k - \Delta H_n$).

Техника определения прогностических вертикальных движений воздуха по номограммам следующая. Для определения τ_{850} ,

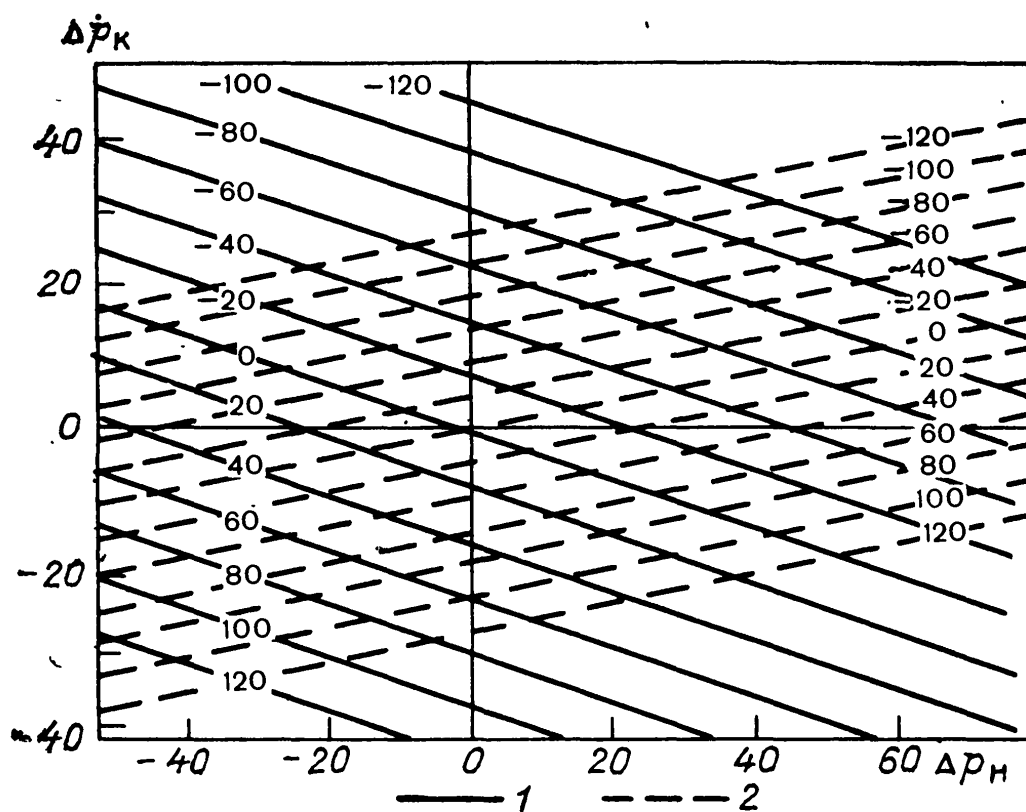


Рис. 4.3.2. Номограмма для расчета τ_{700} и τ_{500} .

1 и 2 — линии равных значений τ_{700} и τ_{500} соответственно, 3 — линии, параллельные биссектрисе первого координатного угла.

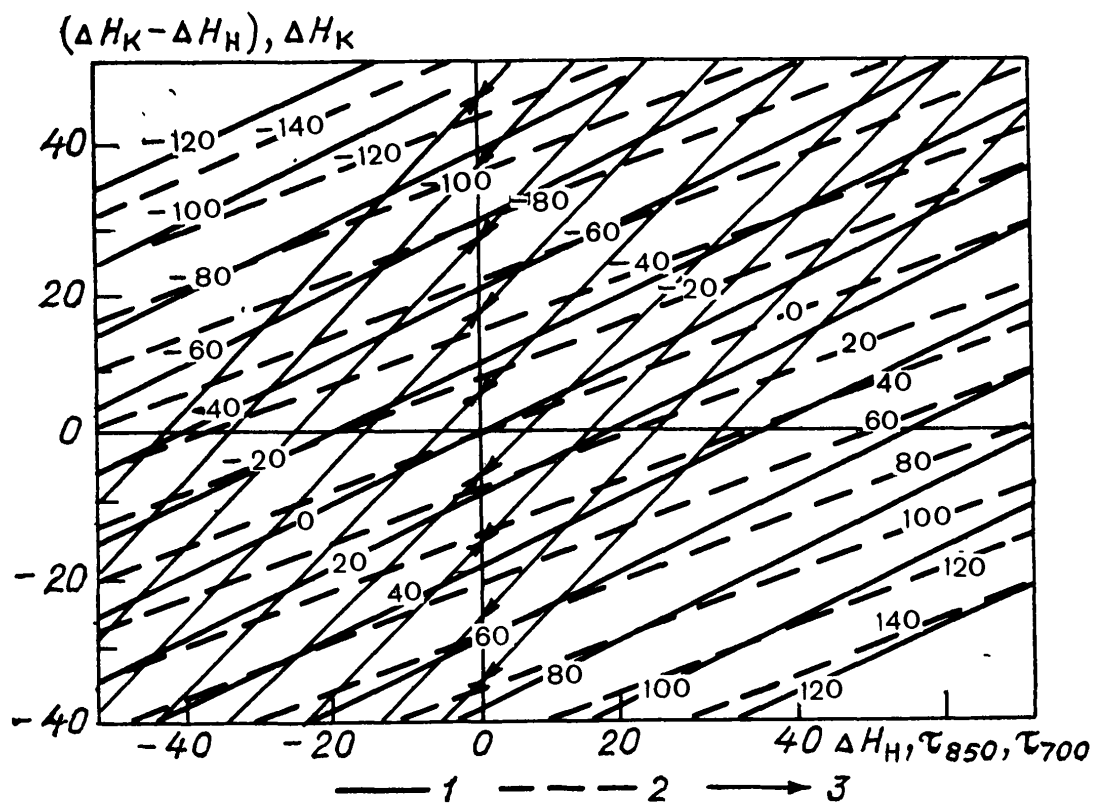


Рис. 4.3.1. Номограмма для расчета τ_{850} .

1 и 2 — линии равных значений τ_{850} для первой и второй половины суток соответственно.

τ_{700} , и τ_{500} сначала необходимо найти по приземным картам и картам АТ₇₀₀ (фактическим и будущим) лапласианы в начальной (Δp_n , ΔH_n) и конечной (Δp_k , ΔH_k) точках прогнозируемой суточной траектории. Затем на горизонтальной оси рис. 4.3.1 находим точку, соответствующую значению Δp_n . От нее проводится прямая до пересечения с горизонтальной прямой, соответствующей значению Δp_k . В точке пересечения этих прямых между линиями 1 отсчитываем величину τ_{850} для первой половины суток (с 3 до 15 ч текущих суток), а между линиями 2 — величину τ_{850} для второй половины суток (с 15 ч текущих до 3 ч следующих суток).

После этого переходим к рис. 4.3.2. На его горизонтальной оси находим точку, соответствующую значению ΔH_k . Затем параллельно линиям 3 следуем направлению стрелок до пересечения с вертикальной осью, где получаем величину $\Delta H_k - \Delta H_n$.

Далее от найденной точки по горизонтальной прямой движемся до вертикальной прямой, соответствующей значению τ_{850} для первой половины суток, найденному по рис. 4.3.1. В точке их пересечения между линиями 1 отсчитываем τ_{700} для первой половины суток (с 3 до 15 ч текущих суток). По этой же горизонтальной прямой смещаемся до вертикальной прямой, соответствующей значению τ_{850} для второй половины суток, найденному по рис. 4.3.1. В этой точке между линиями 1 отсчитываем τ_{700} для второй половины суток (с 15 ч текущих до 3 ч следующих суток).

Чтобы получить порядок нахождения τ_{500} , нужно в предыдущем описании заменить τ_{850} на τ_{700} , τ_{700} на τ_{500} и использовать соответствующие наклонные линии.

Пример. Было найдено, что лапласиан Δp_0 в 3 ч текущих суток в начальной точке прогнозируемой суточной траектории $\Delta p_n = +10$, а в 3 ч следующих суток в конечной точке траектории $\Delta p_k = -1$. Соответственно ΔH_{700} составил $\Delta H_n = +12$ и $\Delta H_k = +2$.

По рис. 4.3.1 от значения лапласиана $\Delta p_n = +10$ на горизонтальной оси проводим вниз прямую, параллельную шкале Δp_k , до пересечения с прямой, соответствующей $\Delta p_k = -1$. В точке их пересечения между наклонными линиями 1 отсчитываем $\tau_{850} = -6$ гПа/12 ч для первой половины суток, а между наклонными линиями 2 отсчитываем $\tau_{850} = +13$ гПа/12 ч для второй половины суток.

Затем переходим к рис. 4.3.2. От значения $\Delta H_n = +12$ проводим вверх прямую, параллельную шкале $(\Delta H_k - \Delta H_n)$, ΔH_k , до пересечения с прямой, соответствующей значению $\Delta H_k = +2$. От этой точки опускаемая вниз по линии 3 до вертикальной оси (здесь можно отсчитать $\Delta H_k - \Delta H_n = -10$).

Далее от этой точки перемещаемся по горизонтали до вертикальной прямой, соответствующей $\tau_{850} = -6$, и между наклонными линиями 1 отсчитываем $\tau_{700} = +15$ гПа/12 ч для первой половины суток. По этой горизонтальной прямой смещаемся до $\tau_{850} = +13$; интерполируя между линиями 1, снимаем значение $\tau_{700} = +34$ гПа/12 ч для второй половины суток.

Теперь осталось определить τ_{500} . Для этого также перемещаемся по линии $\Delta H_k - \Delta H_n = -10$ до вертикальных прямых $\tau_{700} = +15$ и $\tau_{700} = +34$ и между наклонными линиями 2 отсчитываем $\tau_{500} = +43$ гПа/12 ч и $\tau_{500} = +62$ гПа/12 ч соответственно для первой и второй половины суток.

4.4. Вычисление скоростей вертикальных движений воздуха из уравнения притока тепла

Из уравнения притока тепла (см. гл. 1), взятого при условии адиабатичности, можно получить следующую формулу для определения скорости вертикального движения (τ) у изобарической поверхности $p = \text{const}$:

$$\tau = \frac{g}{R} \frac{p}{T} \frac{\partial T / \partial t - (\partial T / \partial t)_{\text{адв}}}{\gamma_a - \gamma} \quad (4.4.1)$$

или

$$\tau = \frac{g\rho}{\gamma_a - \gamma} \frac{dT}{dt}, \quad (4.4.2)$$

где γ_a означает влажноадиабатический или сухоадиабатический градиент температуры в зависимости от того, насыщен или не насыщен воздух водяным паром; γ — фактический вертикальный градиент температуры;

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{адв}} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$$

— адвективное изменение температуры; dT/dt — индивидуальное изменение температуры при движении вдоль рассматриваемой изобарической поверхности. Локальные изменения температуры (в формуле (4.4.1)) или же индивидуальные изменения температуры (в формуле (4.4.2)) определяются для того же интервала времени, к которому относится рассчитываемое вертикальное движение τ .

Формула (4.4.1) показывает, что скорость вертикального движения у той или иной изобарической поверхности зависит от двух факторов: от разности между локальным и адвективным изменениями температуры и от разности между адиабатическим и фактическим вертикальными градиентами температуры. При устойчивой стратификации у данной изобарической поверхности ($\gamma < \gamma_a$) имеет место восходящее движение воздуха в случаях, когда разность между локальным и адвективным изменениями температуры отрицательна, и нисходящее движение, когда эта разность положительна. При неустойчивой же стратификации ($\gamma > \gamma_a$), напротив, имеет место нисходящее движение воздуха, когда разность между локальным и адвективным изменениями температуры отрицательна, и восходящее движение, когда эта разность положительна.

Расчеты по формулам (4.4.1) и (4.4.2) требуют большой точности в определении локальных и адвективных изменений температуры и особенно разности ($\gamma_a - \gamma$). Например, при $|\gamma_a - \gamma| = 0,4^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ неточность определения $[\partial T / \partial t - (\partial T / \partial t)_{\text{адв}}]$ всего лишь на $1^\circ\text{C}/12 \text{ ч}$ влечет ошибку в определении τ примерно $30 \text{ гПа}/12 \text{ ч}$. Но уже только по причине неточного нахождения

траекторий погрешность в определении адвективных изменений температуры часто составляет не менее $1\text{--}2^\circ\text{C}$. Ошибка в определении τ резко возрастает при стремлении вертикального градиента температуры к адиабатическому, т. е. когда разность $(\gamma_a - \gamma)$ стремится к нулю, использовать соотношения (4.4.1) и (4.4.2) нельзя.

4.5. Определение вертикальных скоростей воздуха из системы уравнений гидротермодинамики в квазигеострофическом приближении

С появлением электронно-вычислительных машин стало возможным решение в оперативном порядке более сложных задач диагноза и прогноза. К таким задачам относится вычисление вертикальных скоростей из системы прогностических уравнений в квазигеострофическом приближении. По этому способу вертикальная скорость воздуха определяется путем совместного решения уравнений неразрывности, притока тепла, вихря скорости, а также уравнения статики атмосферы (см. гл. 1). Перечисленные уравнения содержат четыре неизвестные величины: вертикальную скорость воздуха, производные по времени геопотенциала и температуры и плоскую дивергенцию ветра. Исключая последовательно три последние величины, можно получить одно дифференциальное уравнение для определения одной неизвестной — вертикальной скорости воздуха:

$$\Delta\tau + \frac{l^2\zeta^2}{c^2} \frac{\partial^2\tau}{\partial\zeta^2} = F(x, y, \zeta), \quad (4.5.1)$$

$$F(x, y, \zeta) = -\frac{PR\zeta}{lc^2} \left[\Delta(T, H) + (H, T) + (T, \Delta H) + l\beta \frac{\partial T}{\partial x} \right], \quad (4.5.2)$$

где $\zeta = p/P$; $P = 1000$ гПа, R — удельная газовая постоянная, $\beta = \partial l / \partial y$; $c^2 = R^2 T (\gamma_a - \gamma) / g$ — параметр статической устойчивости.

В результате интегрирования уравнения (4.5.1) получаются мгновенные значения вертикальных скоростей. Решается уравнение итерационным методом или с помощью функций влияния с учетом трения путем задания условия на нижней границе. Кроме учета трения при использовании для вычисления вертикальных скоростей уравнения (4.5.1) заслуживает внимания вопрос о распределении по высоте параметра устойчивости c^2 . Принятие этого параметра постоянной величиной занижает значения вертикальных скоростей в нижней половине тропосферы. Полагая $T_0 = 273$ К и $\gamma_0 = 0,6 \cdot 10^{-2}^\circ\text{C}/\text{м}$, введем безразмерный коэффициент $k^2 = T(\gamma_a - \gamma) / T_0(\gamma_a - \gamma_0)$, показывающий, во сколько раз параметр c^2 в разных условиях больше или меньше его стандартного значения, и приведем повторяемость различных значений этого коэффициента в слоях, заключенных между изобарическими поверхностями 1000 и 850, 850 и 500, 500 и 300, 300 и 200, 200 и 100, 100

и 50 гПа. Как следовало ожидать, наиболее резко отличаются друг от друга значения k^2 в тропосфере и стратосфере. В стратосфере (слои 200—100 и 100—50 гПа) примерно 90—95 % всех значений k^2 заключено в интервале 1,6—2,3, тогда как в тропосфере (слои 850—500 и 500—300 гПа) наиболее часто (70—80 %) встречаются значения k^2 в интервале 0,3—1,1. Однако и внутри тропосферы изменения k^2 весьма значительны. Внутри одного и того же слоя (например, в слоях 850 и 500 гПа или 500 и 300 гПа) могут встретиться значения $k^2=0,3$ и в 2—3 раза больше. А в приземном слое

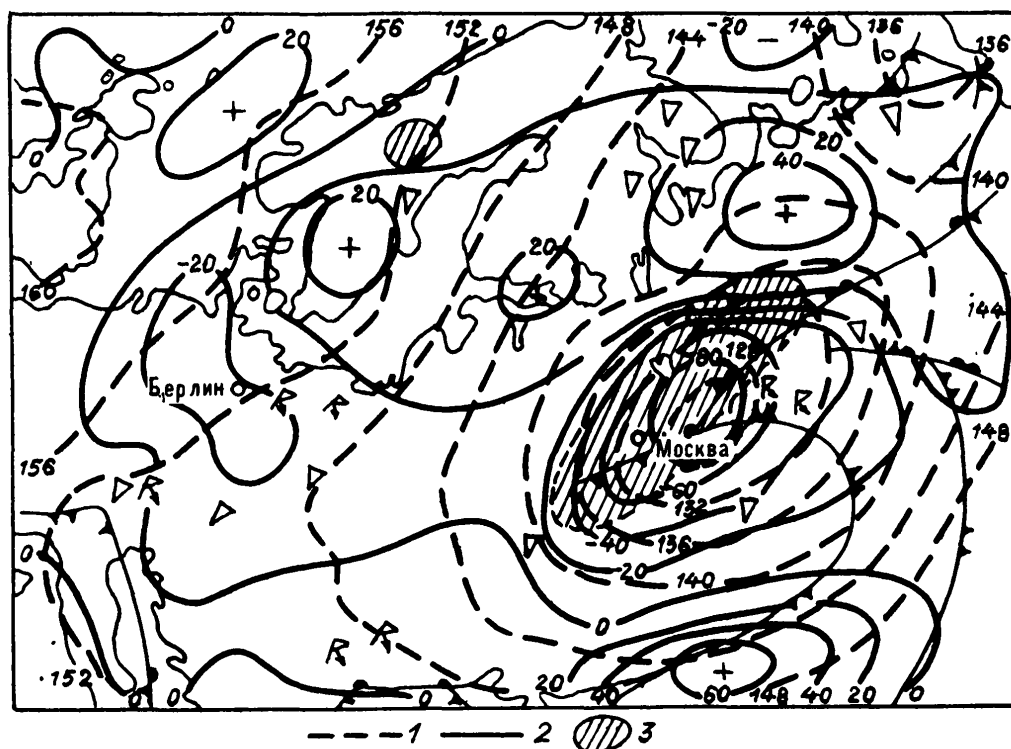


Рис. 4.5.1. Распределение вертикальной скорости на поверхности 850 гПа и осадков на приземной карте погоды, 15 ч 21 июля 1968 г.

1 — изогипсы, 2 — изолинии τ , 3 — зона осадков.

(1000—850 гПа), так же как и в слое, переходном между тропосферой и стратосферой, почти с одинаковой вероятностью могут встретиться значения $k^2=0,2$ и в 10 раз больше. Это говорит о том, что условие постоянства c^2 по высоте и по пространству является весьма приближенным.

Рассчитанные по уравнению (4.5.1) упорядоченные вертикальные скорости хорошо согласуются с барическим полем и зонами осадков (рис. 4.5.1). Восходящие движения воздуха располагаются в области циклонов и ложбин, нисходящие — в области антициклонов и гребней. Центры областей восходящих движений, как правило, либо совпадают с центрами циклонов, либо немного сдвинуты в переднюю часть циклона. Центры областей нисходящих движений располагаются в тыловых частях циклонов и передних частях гребней. По вертикали максимальные значения τ (—150... —170 гПа/12 ч) наблюдаются на поверхностях 500—

400 гПа. Выше тропопаузы вертикальная скорость резко уменьшается. Нередко при переходе через тропопаузу знак ее меняется на обратный.

4.6. Сопоставление вертикальных скоростей, вычисленных разными методами

Описанные методы расчета вертикальных скоростей, судя по удовлетворительному совпадению областей рассчитанных восходящих движений с зонами осадков, качественно правильно отображают процессы, протекающие в атмосфере. Однако при прогнозе различных явлений погоды необходимы количественные характеристики, точность расчета которых существенным образом зависит от точности расчетов вертикальных скоростей. Ввиду отсутствия надежных данных измерений вертикальной составляющей скорости движения воздуха непосредственно оценить точность, с которой рассчитываются ее значения различными способами, пока не представляется возможным. В связи с этим приведем некоторые сведения, позволяющие судить об эффективности указанных способов косвенно.

В табл. 4.6.1 для ряда станций приведены вертикальные скорости, вычисленные по данным полей ветра и давления. Из таблицы видно, что вертикальные скорости, вычисленные двумя способами, имеют примерно одинаковый порядок на каждом уровне и увеличиваются с высотой вплоть до нижней стратосферы. Опыт показывает, что вертикальные скорости, вычисленные по полю давления, могут быть применены для расчета осадков и стратификации температуры и влажности на поверхностях 850, 700 и 500 гПа, однако для поверхностей 300, 200 и 100 гПа эти вертикальные скорости неприменимы для расчета стратификации T и T_d , так как они указывают на нереально большие изменения температуры.

Таблица 4.6.1

Вертикальные скорости (гПа/12 ч), вычисленные по полю ветра (τ_I) и барическому полю (τ_{II}) за отдельные дни 1955 г.

Уровень, гПа	τ_I	τ_{II}	τ_I	τ_{II}	τ_I	τ_{II}	τ_I	τ_{II}	τ_I	τ_{II}	τ_I	τ_{II}
	Москва 21 IX 06 ч		Москва 21 IX 18 ч		Смоленск 21 IX 18 ч		Смоленск 21 IX 06 ч		Ленинград 9 IX 09 ч		Вологда 9 IX 06 ч	
850	—76	—54	—40	—94	—58	—77	—84	—104	14	24	25	33
700	—114	—50	—28	—80	—72	—58	—137	—141	22	30	18	20
500	—90	—58	45	—52	—26	—55	—216	—215	55	72	—25	—39
300	—22	—92	157	—15	60	—52	—240	—359	105	145	—112	—117
200	—	—120	251	—28	139	—44	—	—463	—	188	—	—156
100	—	—148	337	—119	—	—61	—	607	—	215	—	—195

Для зимнего сезона подсчитана вероятность совпадения рассчитанной температуры (с учетом вертикальных скоростей, вычисленных по барическому полю) с фактической на основных изобарических поверхностях. Эта вероятность (с допуском отклонения в ту или другую сторону 2°C) составляет около 85 % на поверхности 850 гПа, но не превышает 15 % на поверхности 200 гПа.

Чтобы использовать вышеназванные вертикальные скорости при расчете стратификации T и T_d на верхних уровнях, к ним следует ввести поправки с положительным знаком в виде лапласианов от абсолютного геопотенциала соответствующего слоя либо произвести вторичное осреднение вдоль траекторий воздушных частиц.

Результаты расчета вертикальных скоростей по уравнению притока тепла для ряда станций приведены в табл. 4.6.2. Из таблицы видно, что вертикальные скорости, вычисленные этим способом, имеют наибольшие абсолютные значения на поверхности 500 гПа, а выше вертикальные скорости ослабевают примерно до нуля около поверхности 100 гПа.

Таблица 4.6.2

Вертикальные скорости (гПа/12 ч), вычисленные по уравнению притока тепла за отдельные дни 1955 г.

Уровень, гПа	Москва 21 IX 06 ч	Москва 21 IX 18 ч	Смоленск 21 IX 18 ч	Казань 21 IX 06 ч	Саратов 21 IX 06 ч	Одесса 21 IX 18 ч	Вологда 21 IX 18 ч	Москва 15 I 18ч	Киев 9 I 18 ч
850	—50	—100	—70	—100	—100	70	—30	—80	50
700	—70	—100	—70	—90	—80	70	—30	—100	50
500	—50	—100	—60	—100	—80	70	70	—100	70
300	—25	0	30	—30	—60	60	50	—60	50
200	—8	0	12	—25	—5	30	20	—25	10
100	—8	0	10	—5	—5	5	10	—5	—

Некоторое представление о результатах диагностических расчетов вертикальных скоростей по формуле (4.5.1) и об эффективности этих расчетов можно получить из данных табл. 4.6.3 и 4.6.4, в которых для сравнения также даются результаты расчетов вертикальных скоростей по барическому полю (т. е. по формулам (4.3.4)).

Из табл. 4.6.3 видно, что на всех уровнях абсолютные вертикальные скорости, вычисленные по формуле (4.5.1), меньше скоростей, вычисленных по полю давления. Совпадение знаков этих скоростей колеблется от 60 % случаев (на верхних уровнях) до 80 % (на поверхности 850 гПа).

В табл. 4.6.4 приводятся средние по 27 случаям ошибки расчета стратификаций температуры при использовании двух способов вычисления вертикальных скоростей. Расчеты температуры

Таблица 4.6.3

Вертикальные скорости (гПа/12 ч), вычисленные по формуле (4.5.1) τ_{III} и по полю давления (4.3.4) τ_{II} . Москва, 1965 г.

Уровень, гПа	15 X 3—15 ч мск		20 X 3—15 ч мск		5—6 V 15—3 ч мск		8—9 V 15—3 ч мск	
	τ_{III}	τ_{II}	τ_{III}	τ_{II}	τ_{III}	τ_{II}	τ_{III}	τ_{II}
850	16,2	22,5	—32,5	—54,6	—0,5	—7,8	0,3	—11,3
700	18,7	36,7	—35,6	—78,2	—0,3	—2,6	9,2	—15,0
500	21,2	36,7	—39,0	—89,4	—0,1	18,6	18,3	—17,6
300	9,5	17,5	—7,0	—46,1	14,7	92,0	—0,5	—65,2

Таблица 4.6.4

Средние абсолютные (°C) и относительные ошибки расчета диагностических значений температуры для центральных районов Европейской территории СССР

Уро- вень, гПа	a_1	ε_1	a_2		ε_2		a_3		ε_3		Δa
			А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	
850	1,32	0,80	1,55	1,55	0,95	0,95	1,09	1,08	0,60	0,60	1,64
500	1,45	0,81	1,69	1,78	0,89	0,97	1,09	1,60	0,60	0,88	1,82
300	1,45	0,65	1,70	3,80	0,76	1,70	1,31	2,14	0,59	0,96	2,22

Примечания: 1. А — по формуле (4.5.1), Б — по формуле (4.3.4).

2. a_1 и ε_1 — средняя абсолютная и относительная ошибки расчета температуры при учете только адвективных изменений; a_2 и ε_2 — то же при учете горизонтальной и вертикальной адвекции по данным о среднем значении τ в начальный момент; a_3 и ε_3 — то же при учете горизонтальной и вертикальной адвекции по данным о среднем значении τ в начальный момент и следующий через 12 ч; Δa — средняя фактическая изменчивость температуры (°C).

производились отдельно: а) с учетом только адвекции (без учета влияния вертикальных скоростей); б) с учетом адвекции и τ в начальный момент; в) с учетом адвекции и τ , осредненных за два срока (начальный момент и следующий через 12 ч).

Из табл. 4.6.4 видно, что применение формулы (4.5.1) для расчета упорядоченных вертикальных движений при диагнозе температуры на высоких уровнях (выше поверхности 850 гПа) приводит к существенному снижению ошибок по сравнению с использованием формул (4.3.4). При использовании каждого из способов оказывается полезным осреднение значений вертикальных скоростей за два последовательных срока, так как в этом случае абсолютные и относительные ошибки рассчитываемой температуры существенно уменьшаются.

4.7. Конвективные вертикальные движения

Конвективные движения в атмосфере возникают под действием силы плавучести при сверхадиабатическом вертикальном градиенте температуры, когда отдельные элементарные объемы (воздушные частицы) оказываются теплее и, следовательно, легче окружающего воздуха. Скорость подъема частиц возрастает, пока сила плавучести не сравняется с силой вязкости. Возникающие конвективные движения осуществляют перемешивание воздушных частиц в слое таким образом, что в большей его части устанавливается градиент температуры, близкий к адиабатическому. Структура и скорость конвективных движений определяются в основном степенью неадиабатичности температурной стратификации, толщиной слоя с такой стратификацией, а также характером горизонтального движения крупномасштабного воздушного потока.

В последнее десятилетие было выполнено много экспериментальных исследований атмосферной конвекции с помощью обычных и доплеровских радиолокаторов, метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ) и самолетов. Эти исследования существенно расширили представление о вертикальных и горизонтальных масштабах конвективных движений, их пространственной структуре и характерном времени существования, а также об интенсивности самих движений.

На основании имеющихся сейчас фактических данных можно заключить, что горизонтальный масштаб конвективных движений изменяется от нескольких сотен метров до сотни километров, а вертикальный масштаб — от нескольких сотен метров до 10—15 км. Мелкомасштабные конвективные движения развиваются в тонких неустойчиво стратифицированных слоях. В тех случаях, когда воздух далек от состояния насыщения и не образуется облачность, конвекция не наблюдается визуально, но прослеживается с помощью радиолокаторов, чувствительных в миллиметровом диапазоне и регистрирующих мелкомасштабные неоднородности в поле влажности. Для мелкомасштабной конвекции, не обнаруживаемой визуально, и конвекции в кучевом облаке хорошей погоды, как правило, характерны скорости от нескольких десятков сантиметров до 1 м в секунду. Горизонтальные и вертикальные размеры таких конвективных неоднородностей обычно составляют несколько сотен метров.

При мощности неустойчиво стратифицированного слоя 1—2 км горизонтальные размеры конвективных систем возрастают до нескольких десятков километров, а структура их усложняется: образуются мезомасштабные системы облаков, состоящие из десятков отдельных конвективных элементов. В зависимости от состояния крупномасштабного потока мезомасштабные конвективные системы могут приобретать форму ячеек или гряд. В связи с тем, что характерные размеры таких мезомасштабных образований составляют от 5 до 30 км, их трудно определить с поверхности Земли,

но они хорошо распознаются на экранах радиолокаторов и снимках с ИСЗ. Скорость конвективных движений в мезомасштабных системах достигает нескольких м в секунду, что способствует образованию облаков *Cu cong*.

При мощности неустойчиво стратифицированного слоя более 5 км горизонтальные размеры конвективных систем увеличиваются до нескольких десятков километров, а иногда и до 100—200 км. Внутренняя структура таких систем еще более усложняется: в них присутствует практически весь спектр конвективных течений, от мелкомасштабных в периферийных частях до масштаба кучево-дождевого облака. С помощью радиолокаторов, а также наблюдений за конвективной облачностью с ИСЗ удалось установить, что крупные конвективные системы могут существовать в течение нескольких суток. Скорость конвективных движений ослабевает в ночные часы и усиливается в дневные. Несмотря на сравнительно длительное существование системы в целом, отдельные ее элементы имеют характерное время жизни порядка нескольких десятков минут. Даже крупные конвективные ячейки в скоплении кучево-дождевых облаков существуют не более 40—60 мин и затем разрушаются, а вместо них образуются новые. Скорость вертикальных движений в ячейках достигает 30—40 м/с, что связано с быстрым высвобождением теплоты конденсации. Такая структура течений в массивах кучево-дождевых облаков скрыта от наблюдателя у Земли низкими облаками, а на снимках облачности с ИСЗ — шлейфами перистых облаков.

Крупномасштабная структура конвективных систем в значительной мере определяется состоянием фонового крупномасштабного потока. В тех случаях, когда фоновый поток близок к однородному, конвективные системы вытягиваются вдоль вектора сдвига ветра и образуют крупные гряды кучево-дождевой облачности. Наиболее часто такие гряды наблюдаются перед холодными фронтами. В тыловых частях циклонов, где имеет место значительный поворот ветра с высотой, конвективные течения приобретают спиралевидный характер. Такую структуру конвективных систем часто можно наблюдать на снимках облачности с ИСЗ и на экранах радиолокаторов. В размытых барических системах, где отсутствует устойчивый и достаточно интенсивный крупномасштабный воздушный поток, образуются крупномасштабные конвективные ячейки нерегулярной формы, которым соответствуют скопления кучево-дождевых облаков.

Получение непосредственных данных о самих конвективных течениях стало возможным лишь в результате использования доплеровских локаторов, которые обеспечивают очень подробной информацией о трехмерной структуре интенсивной конвекции. Эти системы наблюдений в настоящее время применяются лишь в опытном порядке, потому в ближайшие годы о фактической интенсивности конвективных движений по-прежнему можно будет судить только косвенно по радиолокационным, наземным или спутниковым наблюдениям за облачностью и осадками. Но если бы такие

данные имелись и могли служить в качестве исходной информации, сохранилась бы проблема предвычисления конвекции и сопутствующих метеорологических явлений: облачности, осадков и др. Поэтому наряду с экспериментальным исследованием конвекции в последние годы значительно увеличился объем работ по ее математическому моделированию. Основное направление работ состоит в численном решении систем уравнений гидротермодинамики, модифицированных таким образом, чтобы они были в состоянии описать явление конвекции, но не были бы чрезмерно громоздкими.

При теоретическом рассмотрении и численном моделировании атмосферной конвекции наиболее часто используется система уравнений глубокой конвекции. Основное ее отличие от систем уравнений, используемых при моделировании крупномасштабных атмосферных процессов, состоит в том, что исключается гипотеза гидростатичности (учитываются вертикальные ускорения). Термодинамические переменные — давление (p), плотность (ρ) и температура (T) (или потенциальная температура (Θ)) — представляются

в виде фоновых значений (\bar{p} , $\bar{\rho}$, \bar{T} или $\bar{\Theta}$), зависящих только от высоты, и пульсаций (p' , ρ' , T' или Θ'), которые являются функциями пространственных координат и времени. Следующая гипотеза состоит в том, что наиболее важное значение для конвекции имеет сила плавучести, что позволяет учитывать пульсации плотности только в слагаемом, включающем ускорение силы свободного падения (g). Также предполагается, что пульсации термодинамических характеристик по абсолютному значению намного меньше их фоновых значений.

Поскольку на развитие конвекции в атмосфере существенно влияют процессы фазовых переходов влаги, мелкомасштабной турбулентности и радиационных притоков тепла (особенно к подстилающей поверхности), в современные модели конвекции включаются и эти физические факторы. Естественно, что для практических целей прогнозирования нельзя ограничиться лишь расчетом поля течений и температуры, поэтому в модели, помимо уравнений движения, неразрывности и притока тепла, включаются уравнения переноса влаги и осадков, которые дают возможность вычислять дополнительно поля влажности, облачности и осадков. Таким образом, выходной продукцией наиболее полных существующих численных моделей конвекции являются три компонента скорости (u , v , w), температура (T), массовая доля влаги (q_v), водность облаков (q_c), водность осадков (q_r) и их интенсивность у поверхности Земли.

Естественно, что каждая численная модель обладает определенными специфическими особенностями, особенно при описании отдельных физических процессов. Поэтому ниже будет выписана система уравнений глубокой конвекции в общем виде и с ее помощью пояснены основные факторы, с которыми приходится сталкиваться при расчете атмосферной конвекции. С учетом

высказанных выше гипотез исходную систему уравнений можно представить в виде:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + F_x, \quad (4.7.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + F_y, \quad (4.7.2)$$

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{\Theta'}{\bar{\Theta}} + 0,605q'_v - q_c - q_r \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + F_z, \quad (4.7.3)$$

$$\frac{\partial (\bar{\rho}u)}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{\rho}v)}{\partial y} + \frac{\partial (\bar{\rho}w)}{\partial z} = 0, \quad (4.7.4)$$

$$\frac{d\Theta'}{dt} = -\frac{d\Theta}{dz} w + F_T + \varepsilon_{ph} + \varepsilon_r, \quad (4.7.5)$$

$$\frac{dq'}{dt} = -\frac{d\bar{q}_v}{dz} w + F_q - \left(\frac{dq_r}{dt} \right)_{ph}, \quad (4.7.6)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\bar{\rho}q_r u)}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\bar{\rho}q_r v)}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial [\bar{\rho}q_r (w + V_T)]}{\partial z} + \left(\frac{dq_r}{dt} \right)_{ph}. \quad (4.7.7)$$

Помимо поясненных ранее символов, в системе (4.7.1) — (4.7.7) использованы следующие обозначения: F_x , F_y , F_z , F_T и F_q — члены, описывающие мелкомасштабную турбулентность в соответствующих уравнениях; ε_{ph} — притоки тепла за счет фазовых переходов влаги в атмосфере; ε_r — радиационные притоки тепла; $(dq_r/dt)_{ph}$ — фазовые переходы влаги из облачности в осадки или из осадков в водяной пар. Уравнение (4.7.6) записано для общей водности водяного пара и водности облаков ($q' = q'_v + q_c$, $q_c \geq 0$). В более общей постановке вместо уравнения (4.7.6) решаются уравнения для переноса пульсаций водяного пара (q'_v) и облачной воды (q_c). В уравнении (4.7.7) V_T — скорость падения осадков, а ρ_0 — стандартная плотность у поверхности Земли.

Преимущество системы (4.7.1) — (4.7.7) в том, что в ней учитываются дополнительные эффекты плавучести за счет влажности и торможения вертикальных движений за счет облачности и осадков (уравнение (4.7.3)). В уравнении притока тепла (4.7.5) учитываются притоки и стоки тепла за счет фазовых переходов влаги в атмосфере и радиационных притоков тепла. В уравнениях (4.7.6) и (4.7.7) учитываются процессы образования облаков и

осадков и переход облачной воды в осаждающуюся и осадков в водяной пар. Во всех уравнениях учитывается мелкомасштабная турбулентность.

Большая часть физических процессов, описываемых слагаемыми в правых частях уравнений, является микрофизическими по своей сущности. Их точное описание представляет собой самостоятельные проблемы как с точки зрения построения самих физических моделей, так и численной реализации. Поэтому в настоящее время используются приближенные методы представления мелкомасштабной турбулентности, процессов конденсации, коагуляции, испарения осадков, поглощения радиации в различных участках спектра и т. д. Эти приближенные представления называют параметризацией. В последнее время были развиты методы параметризации указанных выше мелкомасштабных процессов, которые хотя и требуют значительного количества вычислений, но могут быть реализованы на современных ЭВМ.

Результаты численного моделирования конвективных движений путем интегрирования системы уравнений (4.7.1) — (4.7.7) свидетельствуют о том, что с помощью численных методов уже сейчас можно воспроизвести достаточно близкую к реальности систему конвективных течений. Однако недостаточная производительность современных ЭВМ позволяет воспроизвести систему течений лишь в одном облаке. Распространение результатов расчета в одном облаке на большую территорию было бы правомерно в условиях совершенно однородной подстилающей поверхности и однородного по горизонтали фонового воздушного потока, когда конвективные течения обнаруживают периодичность в пространстве. В действительности же подстилающая поверхность и крупномасштабный поток обладают существенной горизонтальной неоднородностью. Поэтому для прогноза следовало бы рассчитывать поля конвективных течений с очень большим числом индивидуальных термиков (облаков), что в ближайшее время не представляется возможным. Использование полных моделей конвекции в оперативной практике — это дело будущего.

Поскольку необходимость хотя бы приближенной оценки интенсивности конвективных движений тем не менее существует, можно воспользоваться упрощенными способами их расчета, излагаемыми в следующем параграфе.

4.8. Определение средней вертикальной скорости конвекции

Предельно простой и вместе с тем физически обоснованный подход к расчету конвективных движений состоит в том, чтобы с помощью имеющихся данных вертикального зондирования атмосферы оценить основную движущую силу конвекции — силу плавучести и из упрощенных уравнений динамики атмосферы рассчитать вертикальную скорость конвективных движений.

Пренебрегая конвективными пульсациями давления и турбулентным обменом, уравнение движения (4.7.3) для вертикальной компоненты скорости w можно представить в виде

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{(T' - T)}{T}, \quad (4.8.1)$$

где T' — температура поднимающейся воздушной частицы, T — температура окружающего воздуха, t — время, g — ускорение свободного падения. В одномерном стационарном случае $\partial w / \partial t = w \partial w / \partial z$ и тогда уравнение (4.8.1) приобретает вид

$$\frac{1}{2} \frac{\partial (w^2)}{\partial z} = g \frac{T' - T}{T}. \quad (4.8.2)$$

Интегрируя его по высоте от уровня z_0 до уровня z , получим

$$w_{kz}^2 = w_{kz_0}^2 + 2g \int_{z_0}^z \frac{T' - T}{T} dz, \quad (4.8.3)$$

где индекс k означает, что рассчитывается вертикальная скорость конвективного потока. Проведя преобразование уравнения (4.8.3) с использованием уравнения статики и уравнения состояния, получим следующую формулу для определения вертикальной скорости частицы на уровне p :

$$w_{kp}^2 = w_{k0}^2 + 2 \int_p^{p_0} R(T' - T) d \ln p, \quad (4.8.4)$$

или приближенно

$$\bar{w}_{kp} = \sqrt{w_{k0}^2 + 2R(T' - T) \ln \frac{p_0}{p}}, \quad (4.8.5)$$

где p_0 и p — давление на нижней и верхней границах рассматриваемого слоя атмосферы, w_{k0} — скорость конвекции на нижнем уровне (p_0) слоя.

Средняя скорость конвекции для частицы, поднимающейся с уровня p_0 до уровня p , на котором $(T' - T) = 0$, в предположении, что на уровне Земли (p_0) благодаря трению $w_{k0}^2 = 0$, определяется из следующего уравнения:

$$\bar{w}_k = \sqrt{R(T' - T) \ln \frac{p_0}{p}}. \quad (4.8.6)$$

В практической работе при анализе кривых стратификации температуры и точки росы рассматривается не только единичная частица, располагающаяся в момент t_0 на уровне p_0 , но и частицы, лежащие на кривой стратификации выше указанного уровня, для которых при $p_i \rightarrow p_n$ величина $\bar{w}_k \rightarrow 0$. Здесь p_i — давление на некотором уровне атмосферы, где располагается частица, p_n — давление на верхней границе слоя атмосферы, в котором вер-

тикальный градиент температуры (γ) больше или равен сухоадиабатическому градиенту в сухом воздухе или больше влажноадиабатического градиента во влажном воздухе (КНС — см. п. 14.3).

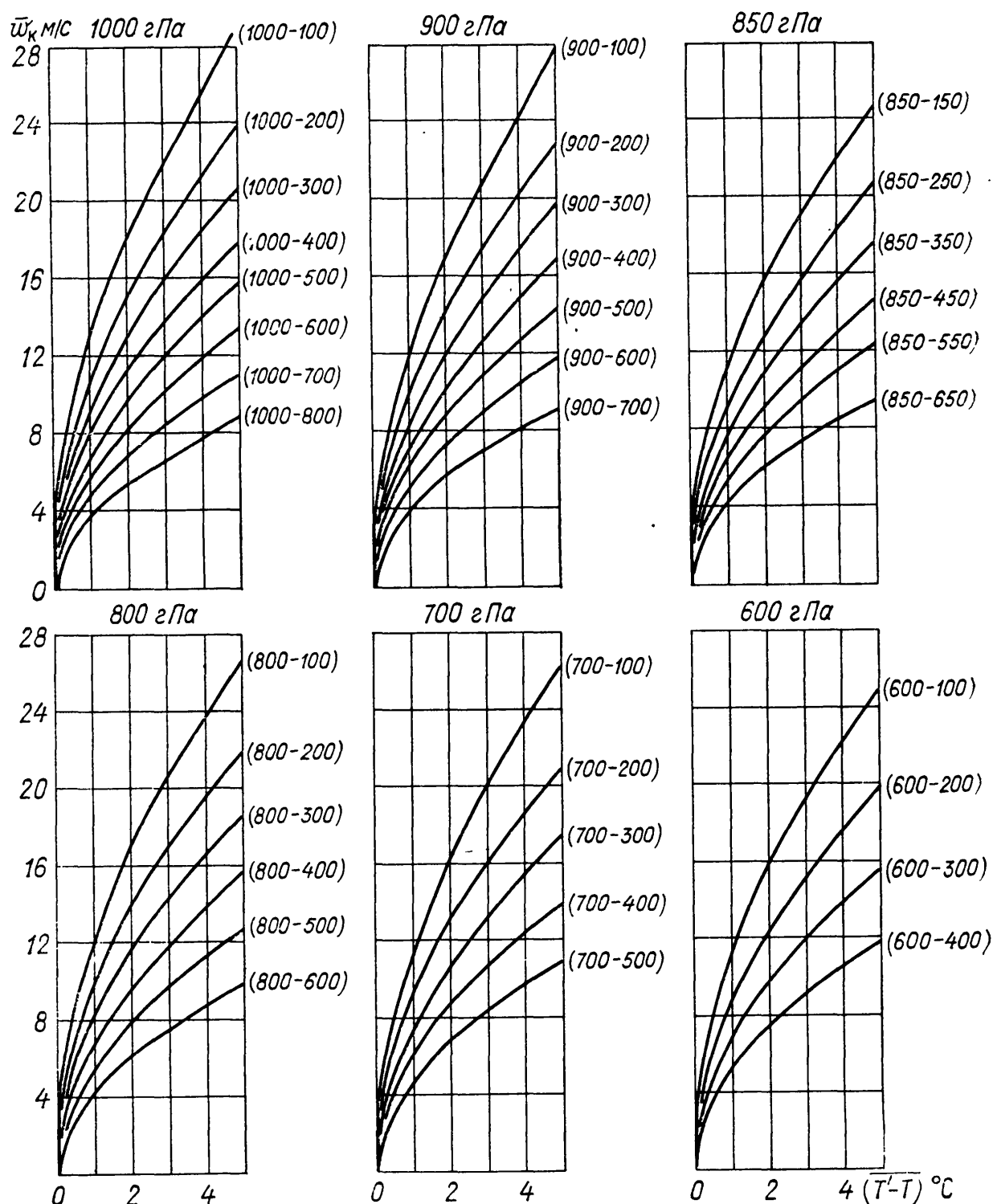


Рис. 4.8.1. Графики для определения средней вертикальной скорости конвекции при подъеме частицы с уровней атмосферы 1000, 900, 850, 800, 700, 600 гПа.

Среднюю вертикальную скорость конвекции (\bar{w}_k) для всех участвующих в подъеме частиц можно определить по формуле

$$\bar{w}_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \bar{w}_{ki}, \quad (4.8.7)$$

где n — число уровней, с которых происходит подъем частиц со скоростью \bar{w}_k ; i — номер уровня.

В случае незначительных изменений вертикального градиента температуры с высотой и при $\gamma_i = \gamma_{ai}$ (при конвекции от поверхности Земли) \bar{w}_k определяется по формуле

$$\bar{w}_k = \frac{\bar{w}_{k1} + \bar{w}_{k2}}{2}, \quad (4.8.8)$$

где \bar{w}_{k1} — средняя вертикальная скорость частицы, поднимающейся с уровня p_0 ; $\bar{w}_{k2} = 0$ — скорость частицы на уровне p .

На рис. 4.8.1 представлены графики для определения \bar{w}_k , построенные в соответствии с формулами (4.8.6) и (4.8.8). Значения \bar{w}_k по этим графикам можно рассчитать по известным значениям $(T' - T)$ в слое от начального уровня подъема (первая цифра у конца логарифмической кривой) частицы (p_0) до конечного уровня (p), где $(T' - T) = 0$ (вторая цифра у конца кривой).

Как видно из рисунка, при одном и том же значении $(T' - T)$ величина \bar{w}_k меняется в довольно широких пределах в зависимости от высоты уровней p_0 и p и разности $p_0 - p$. Например, при $(T' - T) = 1^\circ\text{C}$ и постоянной разности $p_0 - p = 500$ гПа величина \bar{w}_k изменяется от 7 до 11,3 м/с в зависимости от высоты уровней p_0 и p .

Графики, представленные на рис. 4.8.1, позволяют более точно произвести расчет средней вертикальной скорости конвекции, чем это можно было сделать по графикам, приведенным в предыдущем издании Руководства по краткосрочным прогнозам погоды.

Глава 5

Анализ приземных и высотных карт погоды

5.1. Бланки синоптических карт

Точность анализа синоптических процессов и прогноза погоды существенно зависит от количества используемых метеорологических и аэрологических данных. Поэтому масштаб синоптических карт должен определяться прежде всего густотой сети станций, необходимой для получения достаточно полного представления о погоде. Опыт показывает, что такое представление может быть получено при расстоянии между метеорологическими станциями на равнинной местности примерно 50 км. Такая густая сеть станций желательна для составления детализированных прогнозов на сравнительно короткий промежуток времени, например для обслуживания авиации. Для составления же прогнозов на сутки вперед достаточно сеть с расстоянием между метеорологическими стан-

циями около 100 км. Поскольку в свободной атмосфере значения метеорологических величин в горизонтальном направлении изменяются более плавно, чем у поверхности Земли, сеть аэрологических станций может быть реже метеорологической. Принято считать, что станции температурного зондирования должны располагаться не далее 300 км друг от друга. Вторым условием, определяющим масштаб карты, является размер обозреваемой при анализе территории (акватории), так как от нее зависит размер самой карты; он, очевидно, не может быть чрезмерно крупным, так как это значительно увеличило бы время, затрачиваемое на составление, обработку и передачу карт по факсимильным связям.

Синоптические карты полушарий принято составлять на бланках, выполненных в стереографической полярной проекции; на широте 60° масштаб равен $1 : 30\,000\,000$, на других широтах он несколько иной. Наибольшие искажения в отображении местности при данной проекции получаются в тропической зоне, а наименьшие — у полюса.

Синоптические карты тропической зоны составляются на бланках, выполненных в проекции Меркатора с главным масштабом $1 : 30\,000\,000$ на широте $22^\circ 30'$.

Для составления основных синоптических карт, охватывающих территорию континента, акваторию океана или же значительную часть суши и океана, используются бланки, выполненные в стереографической полярной проекции при масштабе (на широте 60°) $1 : 15\,000\,000$ или $1 : 20\,000\,000$.

Для бланков кольцевых карт погоды используется масштаб $1 : 5\,000\,000$, для бланков микрокольцевых карт — масштаб $1 : 2\,500\,000$. В обоих случаях главный масштаб указывается на бланке.

На развитие атмосферных процессов и характер погоды в значительной мере влияют орографические условия. Поэтому на бланках карт изображают рельеф и наиболее крупные водоемы.

5.2. Выявление и исправление неверных данных

На картах погоды всегда встречаются неверные данные. В процессе анализа ошибочные данные должны быть выявлены и по возможности исправлены. Те данные, которые не могут быть исправлены, следует исключать, т. е. зачеркивать или обводить черным кружком.

Причины ошибок различны. Чаще они бывают случайными, но отдельные станции могут регулярно сообщать неверные значения какой-либо метеорологической величины.

Причинами появления на картах неверных данных могут быть:

- 1) инструментальные ошибки, связанные с неисправностью приборов;
- 2) ошибки, допущенные наблюдателем при отсчетах показаний приборов или при визуальных наблюдениях, а также при производстве вычислений;

3) несовершенство метода приведения давления к уровню моря или неверно определенная высота станции над этим уровнем;

4) искажения при передаче по каналам связи (телеграфу, телефону, радио и факсимильным связям) или при нанесении на карту.

Ошибки, связанные с неисправностью приборов, наиболее часто встречаются в данных об атмосферном давлении, а зимой еще и влажности воздуха. Эти ошибки легко выявляются, так как они будут систематическими для данной станции. Довольно часты, но случайны, инструментальные ошибки при радиозондовых наблюдениях. Систематически неверны приведенные к уровню моря значения давления на тех станциях, высота которых над этим уровнем определена с недостаточной точностью. Приведенное давление для станций, лежащих сравнительно высоко (выше 250—300 м) над уровнем моря, может быть определено неверно и в тех случаях, когда высота станции известна достаточно точно. Таблицы для приведения давления к уровню моря составлены в предположении, что вертикальный градиент температуры равен $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Если действительное значение градиента сильно отличается от предусмотренного таблицей, то приведение к уровню моря внесет заметное искажение в значение давления и тем большее, чем больше фактический вертикальный градиент температуры отличается от $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и чем больше высота станции над уровнем моря. Искажения для разных станций данного района будут неодинаковыми, так как высоты, на которых лежат эти станции, и вертикальный градиент температуры в столбе воздуха над ними различны. Поэтому после приведения давления к уровню моря мы получим распределение давления, отличающееся от действительного. Искажения, возникшие в результате приведения давления к уровню моря существующим способом, резко проявляются зимой, а ночью (при наличии инверсии) иногда и в теплую половину года в тех районах, где имеется много станций, лежащих выше 250—300 м над уровнем моря, в частности в Восточной Сибири.

Ошибочные данные выявляются в процессе выполнения соответствующих операций анализа. Так, например, неверные значения давления или геопотенциала легко обнаруживаются при проведении изобар или изогипс, ошибочные сведения об облаках и осадках — при расчерчивании зон осадков и проведения фронтов.

Выявление неверных данных производится в первую очередь сравнением показаний каждой отдельной станции с показаниями соседних станций и основывается на предположении плавного изменения значений ряда метеорологических величин в пространстве и, следовательно, малых различий в показаниях соседних станций. На картах барической топографии геопотенциальная высота, резко отличающаяся от других, всегда будет неверной. На приземной карте погоды резкие различия в показаниях станций иногда могут быть реальными, когда вызваны влиянием местных условий.

В некоторых случаях неверные данные легко выявляются сравнением показаний одной и той же станции в исходный и пред-

шествующий сроки наблюдений. При таком сравнении необходимо учитывать степень влияния атмосферных процессов на характер изменения погоды. Например, проверяя правильность нанесенного на карту значения температуры, нужно решить, должна ли была температура повышаться или понижаться между сроками наблюдений в зависимости от развития атмосферных процессов и суточного хода. Сравнение показаний одной и той же станции в разные сроки наблюдений особенно необходимо производить там, где сеть станций редка.

Наконец, при проверке нужно сопоставлять значение элемента, вызывающее сомнение, со значениями других элементов на той же станции. Например, температуру следует сопоставлять с количеством и формой облаков, видом осадков.

5.2.1. Исправление ошибочных данных на приземной карте погоды

Неверные данные, выявленные на приземной карте погоды, могут быть исправлены в сравнительно редких случаях. Так, например, давление с уверенностью может быть исправлено только в случаях, если нанесенное на карту значение отличается от истинного на целое число десятков гектопаскалей. Достаточно легко выявляется ошибка в знаке барической тенденции, если тенденция в окружающем районе составляет более 1 гПа. Ошибка в тенденции может быть обнаружена в случае резкого ее отклонения от значения тенденции на окружающих станциях.

Значения температуры легче исправляются, когда ошибка составляет 5 или 10 °С или ошибочно указывается знак температуры. В случае небольших отклонений температуры в данном пункте от ее значения в соседних пунктах исправление ошибки невозможно.

Действительное направление ветра легко определить, если на карту нанесено противоположное ему направление или допущена ошибка на 100° (ошибка в телеграмме на 10 единиц). В большинстве же случаев приходится ограничиваться исключением выявленных неверных данных о ветре. Можно также обнаружить и исправить ошибку, в случае когда при большом градиенте давления на фоне сильных ветров на карту нанесен слабый ветер. Однако сильный ветер на фоне слабых ветров не всегда является ошибочным, так как усиление ветра может быть обусловлено влиянием орографии. Кроме того, нередко наблюдаются шквалистые усиления ветра, не связанные с приземным барическим полем.

Выявление ошибок в данных об облачности и погоде в срок наблюдения производится путем сопоставления данных одной и той же станции. Например, если станция отмечает кучевые облака хорошей погоды, то одновременно не могут быть отмечены обложные осадки, а при тумане на станции видимость не может быть более 1 км.

Исправление подобных ошибок следует производить в согласовании с физической сущностью наблюдавшихся в данном районе явлений погоды.

Если в телеграмме сообщается одновременно об отсутствии осадков в сроки наблюдений и между ними, но нанесено их количество, то это является очевидной ошибкой.

5.2.2. Исправление ошибочных данных на картах барической топографии

Выявлению и исправлению ошибочных данных на картах барической топографии нужно уделять большое внимание, особенно в тех географических районах, где сеть аэрологических станций редка. Неверные данные даже одной станции в таком районе иногда могут привести к грубым ошибкам в анализе полей абсолютного и относительного геопотенциала.

Для выявления неверных данных необходимо сравнивать между собой значения температуры на каждом уровне, а также вычисленные толщины слоев (относительные высоты) между основными изобарическими поверхностями. Если на какой-либо станции хотя бы одна из этих величин по своему значению резко отличается от ее значений на соседних станциях, то данные этой станции сомнительны и требуют проверки. Показания станций в последовательные сроки наблюдений нередко позволяют обнаруживать ошибочность данных. Так, например, значения геопотенциала будут ошибочными, если при повышении температуры воздуха толщины слоев между всеми или какими-либо двумя изобарическими поверхностями уменьшились или, наоборот, при происшедшем понижении температуры увеличились.

Обнаружив станции с явно неверными или сомнительными данными, необходимо исправить последние. Ошибки, допущенные наблюдателями при вычислении геопотенциальных высот, а в ряде случаев также и ошибки, вызванные искажениями при передаче по радио или телеграфу, можно исправить. Если же данные о геопотенциальных высотах неверны вследствие инструментальных ошибок, то их исправление, за редким исключением, невозможно.

Иногда исправления могут быть сделаны очень легко. Например, сразу исправляется неверная цифра сотен геопотенциальных деkamетров. Искаженная цифра десятков геопотенциальных деkamетров часто может быть исправлена сравнением абсолютных или относительных высот соответствующего слоя на данной и соседней станциях. Если же искажения таковы, что путем сравнения с показаниями соседних станций нельзя определить верное значение геопотенциальной высоты, то следует выяснить, возможно или нет исправление неверных данных другим путем.

Если данные о температуре не вызывают сомнения, тогда как абсолютная геопотенциальная высота ошибочна, проверку лучше

всего произвести с помощью бланка аэрологической диаграммы, используя помещенные на нем шкалы относительных высот — расстояний между соответствующими основными изобарическими поверхностями в зависимости от средней температуры слоя. Отсчет относительной высоты производится в точке пересечения с этой шкалой изотермы, определяющей среднюю температуру слоя. При отсутствии инверсий среднюю температуру слоя достаточно определить приближенно как полусумму значений температуры на верхней и нижней границах слоя. Определив среднюю температуру слоя, отсчитывают на бланке его толщину.

Найденное значение относительного геопотенциала слоя складывают со значением абсолютного геопотенциала на нижележащей поверхности и получают значение искомой абсолютной геопотенциальной высоты.

Неверная относительная геопотенциальная высота H_{1000}^{850} может быть связана с ошибкой, допущенной наблюдателем при вычислении высоты поверхности 1000 гПа. В этом случае для исправления значения H_{1000}^{850} необходимо по приведенной ниже формуле (5.5.2) найти действительную высоту поверхности 1000 гПа.

Когда в телеграмме искажена абсолютная геопотенциальная высота поверхности 500 гПа, она может быть определена сложением высоты поверхности 1000 гПа со значением H_{1000}^{500} , если обе эти величины в телеграмме правильны. При искаженной же величине H_{1000}^{500} верное ее значение получится вычитанием из высоты поверхности 500 гПа высоты поверхности 1000 гПа.

Данные на картах АТ₇₀, АТ₅₀, АТ₃₀, АТ₂₀ и АТ₁₀ требуют более тщательной проверки из-за недостаточной точности данных температурного зондирования на высоких уровнях и малого их количества. Для этой цели на картах АТ₇₀—АТ₁₀ следует проводить изотермы с учетом исторической последовательности в изменениях температуры и геопотенциальных высот. По уточненным данным полей температуры на двух соседних изобарических поверхностях определяется средняя температура слоя для тех станций, данные которых вызывают сомнение. Исправив абсолютную геопотенциальную высоту какой-либо изобарической поверхности, нужно проверить и исправить высоты расположенных выше изобарических поверхностей.

Для проверки правильности данных о геопотенциале на картах АТ₇₀—АТ₁₀ рекомендуется:

- 1) наносить значения толщины слоев между соседними изобарическими поверхностями;

- 2) использовать данные радиозондов, не достигших основной изобарической поверхности, в тех случаях, когда давление в точке максимального подъема отличается от давления, соответствующего основной изобарической поверхности, на величину, не превышающую 20 % разности давлений на этой и нижележащей изобарических поверхностях.

Например, при анализе карты AT_{70} можно использовать показания радиозонда, если он поднялся до точки, где давление не более 76 гПа. В этом случае разность $76 - 70 = 6$ гПа составляет 20 % разности давлений на изобарических поверхностях 100 и 70 гПа. Для использования данных радиозондирования на картах AT_{50} соответственно необходимо, чтобы радиозонд поднялся не ниже уровня 54 гПа, для карт AT_{30} — не ниже 34 гПа, для карт AT_{20} — не ниже 22 гПа, для карт AT_{10} — не ниже 12 гПа. В этих случаях на карты AT рядом с геопотенциальной высотой необходимо наносить высоту, которой достиг радиозонд.

5.3. Задачи и основные принципы анализа карт погоды

Особенность обычных метеорологических наблюдений (у поверхности Земли и на высотах) состоит в том, что они носят дискретный характер и относятся не к площади, а к отдельным пунктам. Для получения представления о состоянии и динамике атмосферы как сплошной среды необходимо перейти от измерений в отдельных точках к полям метеорологических явлений и элементов и с их помощью определить характер циркуляции атмосферы и основные синоптические объекты: циклоны, антициклоны, атмосферные фронты и т. д. Такого рода синтез точечных измерений, воссоздание на его основе представления об атмосфере в целом и является основной задачей анализа карт погоды.

В основе анализа дискретных данных на карте погоды лежат принципы интерполяции и экстраполяции, а также принципы взаимной согласованности различных переменных. Кроме того, при анализе общего синоптического положения используется метод фильтрации мелкомасштабных возмущений, связанных с неоднородностью рельефа, суточным ходом температуры воздуха и др. Принцип интерполяции при анализе карт погоды следует понимать в широком смысле, имея в виду согласованность поля некоторой метеовеличины по вертикали и горизонтали, а также историческую последовательность ее эволюции. Принцип взаимной согласованности различных метеорологических величин позволяет улучшить контроль данных и произвести исключение ошибочных сведений. Фильтрация локальных особенностей, особенно на приземной карте погоды, необходима для выделения крупномасштабных атмосферных процессов. При локальном анализе такая фильтрация не нужна.

Анализ карт погоды производят путем сопоставления друг с другом значений различных метеорологических величин. При этом сопоставляют:

- а) показания данной станции и соседних станций в один и тот же момент;
- б) показания одной и той же станции у поверхности Земли и на высотах;

в) показания одной и той же станции в последовательные сроки наблюдений;

г) значения различных метеорологических величин на одной и той же станции в данный момент.

Сопоставление производится с целью выявления пространственного распределения метеорологических величин и явлений погоды, их изменения во времени, а также связей между различными величинами или явлениями. В зависимости от характера выполняемой операции анализа сопоставляются друг с другом или значения только отдельных элементов, или же все показания соответствующих станций. Проводя изобары, сопоставляют давление, направление и скорость ветра. Определяя положение фронта, следует сопоставить значения всех метеорологических величин на большом числе станций.

Для обеспечения правильного анализа при сопоставлении данных наблюдений необходимо соблюдение нескольких основных условий: физической логики, исторической последовательности анализа, взаимосвязи в анализе карт различных уровней, а также правильного учета влияния на погоду местных условий.

Анализ карт погоды должен соответствовать законам физики. Так, при анализе барического поля учитывают отклонение ветра от изобар в направлении низкого давления; положение фронтов определяют по характеру изменений в полях тех или иных метеорологических величин; при анализе поля влажности воздуха учитывают данные о температуре, облаках, осадках и т. д.

Состояние атмосферы в данный момент находится в тесной связи с ее предыдущим состоянием. Соблюдению исторической последовательности следует уделять особое внимание при проведении фронтов, а для районов с редкой сетью метеорологических и аэрологических станций — и при анализе барического поля.

Перед началом анализа карт для данного срока наблюдений необходимо внимательно просмотреть карты за несколько предшествующих сроков. Такой просмотр позволяет не только выяснить предшествующее развитие процессов, но и получить представление о вероятном положении барических образований и фронтов на той карте, к анализу которой приступают.

Анализ должен правильно отобразить на картах погоды пространственную структуру барических образований и фронтов, существующих в атмосфере в данный момент. Это может быть достигнуто только в том случае, если анализ приземной карты погоды и карт барической топографии будет производиться во взаимной связи друг с другом.

Большое внимание при анализе должно быть уделено выявлению местных влияний, обнаруживающихся в показаниях отдельных станций или небольшой группы станций. Эти влияния очень разнообразны и могут отражаться на значениях либо одного, либо одновременно нескольких метеорологических элементов.

Как правило, показания станций в случаях сильного проявления местных влияний не могут быть использованы для выявления

свойств воздушных масс и фронтов, т. е. при анализе они не должны приниматься во внимание. Однако если местные особенности погоды изучены очень хорошо, то показания соответствующих станций могут стать хорошим признаком развития определенного процесса.

Выявление влияния местных условий на погоду следует производить с учетом соответствующих физических связей. Так, например, на подветренной стороне горных цепей на температуру, облачность и осадки сильное влияние может оказывать фён. Ветер в горах часто определяет горно-долинная циркуляция. На побережьях морей летом сильно сказываются бризовые явления; бриз может наблюдаться и у берегов больших рек, озер и водохранилищ. Направление ветра в бухтах и узких заливах часто отличается от общего направления потока. Если направление ветра примерно параллельно береговой линии и берег достаточно высок, то на участках побережья, выдающихся далеко в море, часто наблюдается значительное усиление ветра.

Неровности местности оказывают сильное влияние и на температуру воздуха. В ясные ночи температура воздуха в котловинах обычно значительно ниже, чем за их пределами. Температура на станциях, находящихся в черте города, может быть заметно выше, чем на соседних станциях, расположенных на открытом месте.

Горы и даже сравнительно небольшие возвышенности способствуют образованию или уплотнению облачности на их наветренной стороне. На подветренной стороне, наоборот, имеется тенденция к разрушению облаков. Аналогичное влияние оказывают возвышенности и на осадки, грозы, туманы.

Местные условия иногда могут играть решающую роль в образовании туманов. Так, например, если станция расположена в болотистой местности или по соседству с большим водоемом, то на ней, особенно осенью, часто возникают туманы, вызванные испарением с болот или водоемов; на соседних станциях тумана в это время нет.

В некоторых случаях в результате влияния радиационных процессов недостаточно показательными могут быть не только данные отдельных станций, но и сведения со станций сравнительно большого района. При различии в количестве и формах облаков значения температуры воздуха в приземном слое на разных станциях, находящихся в одной и той же воздушной массе, могут сильно отличаться друг от друга или оказаться примерно одинаковыми на станциях, находящихся в соседних теплой и холодной воздушных массах. Это часто является причиной проведения мнимого (несуществующего) фронта в первом случае и затрудняет проведение фронта во втором (маскированный фронт).

Различие суточного хода температуры в разных воздушных массах в зависимости от состояния неба, вертикального градиента температуры и т. п. часто приводит к тому, что характер горизонтального распределения температуры от одного срока наблюдений к другому меняется. Данные станций, однородные утром, могут

резко различаться днем и наоборот. Влияние суточного хода температуры затрудняет распознавание фронтов в большей степени в теплую половину года, чем в холодную. Это влияние проявляется в полях всех метеорологических величин, в том числе и в температуре, облачности и осадках. Например, известно, что в теплую половину года теплые фронты, достаточно хорошо выраженные на утренней карте, часто с трудом обнаруживаются днем. Наоборот, холодные фронты днем, как правило, выражены лучше, чем утром.

Результаты анализа изображаются на картах путем проведения изолиний и нанесения символов, указанных в Наставлении по службе прогнозов, разд. 2, ч. I и II.

5.4. Анализ приземных карт погоды

Анализ приземного поля давления. Проведение изобар на приземных картах погоды позволяет выявить все существенные особенности барического поля. Изобары проводят плавными линиями через 5 гПа, на кольцевых картах погоды — через 2,5 гПа. В случае больших барических градиентов изобары на кольцевых картах проводят также через 5 гПа. При размытом поле давления для более точного определения барических центров или слабо выраженных у поверхности Земли фронтов полезно проводить штриховые промежуточные изобары через 1 гПа или даже через 0,5 гПа.

Изобары следует проводить, по возможности согласуя их ориентацию и густоту с направлением и скоростью ветра. Отклонения ветра от изобар, а также отношения скорости фактического ветра к скорости градиентного могут колебаться в широких пределах в зависимости от характера подстилающей поверхности, орографии и стратификации нижнего слоя атмосферы. В среднем над морем ветер отклоняется на $15\text{--}20^\circ$ влево от направления изобар, а над сушей — на $30\text{--}45^\circ$, за исключением пояса 15° с. ш.— 15° ю. ш., где угол отклонения приближается к 90° .

В горных районах при наличии разрыва в поле давления следует вычерчивать так называемые орографические изобары. Разрыв в поле давления проявляется тем резче, чем выше горная цепь; наибольший он у поверхности Земли и с высотой постепенно уменьшается. Зимой этот разрыв наблюдается значительно чаще, чем летом. Летом в районах таких гор, как Уральские и Скандинавские, разрыв в поле давления проявляется очень редко.

В зонах фронтов изобары обычно испытывают циклонический изгиб. Чем резче выражен фронт, т. е. чем уже характеризующая фронт переходная зона, тем больше изгиб изобар. Циклонический изгиб изобар, как правило, лучше выражен перед фронтом, чем за ним. За фронтами изобары часто становятся близкими к прямолинейным. За холодным фронтом или фронтом окклюзии по типу холодного фронта нередко наблюдается антициклонический

изгиб изобар. Значение и характер изгиба изобар должны определяться по фактическим данным о давлении и ветре.

Анализ поля барических тенденций. Положение и интенсивность областей положительных и отрицательных барических тенденций помогают определить эволюцию и перемещение барических образований у поверхности Земли, а также положение фронтов. Поэтому при анализе необходимо как можно тщательнее проводить изолинии тенденций. Размер и знак барической тенденции на отдельных станциях или в некоторых небольших районах могут зависеть от явлений, носящих локальный характер. Например, станция, на которой в срок наблюдения или незадолго перед ним была отмечена гроза или ливень, может показать резкий рост давления, и значение барической тенденции на этой станции будет заметно отличаться от значений тенденции на соседних станциях. Рост давления, вызванный местными влияниями, может наблюдаться на береговых станциях при бризе с моря и на наветренной стороне отдельно стоящей горы или гористого острова.

Барические тенденции на высокогорных станциях и на соседних, расположенных на равнине, могут отличаться друг от друга не только по размеру, но и по знаку, так как тенденции на высокогорных станциях показывают изменения давления на соответствующей высоте, а не на уровне моря.

На размер барической тенденции, определенной на судах, влияет изменение положения судна по отношению к барическому полю, происшедшее за 3 ч, предшествующие сроку наблюдения. В зависимости от направления и положения судна — в сторону более высокого или более низкого давления — наблюдаемая тенденция алгебраически больше или меньше действительной. Иногда наблюдаемая тенденция по знаку может оказаться противоположной фактическому локальному изменению давления. Так, например, если при росте давления судно направляется в сторону более низкого давления, то тенденция будет положительной, но по значению меньше действительной, или даже отрицательной. Поэтому в нанесенные на карту величины тенденций по судовым наблюдениям следует вводить поправку на влияния движения корабля.

На размер и знак барических тенденций оказывает влияние также суточный ход давления, особенно летом. Так, например, рост давления, отмечающийся на ночной и утренней картах, днем может смениться падением; обратный переход может произойти ото дня к ночи.

Анализ фронтов основывается на совместном использовании приземных метеорологических и аэрологических данных. Подробнее указания к анализу фронтов излагаются в п. 5.9. Здесь же даются лишь некоторые общие замечания.

Анализ фронтов должен быть физически обоснован и логически вытекать из предшествующего развития процессов. Принцип исторической последовательности приобретает здесь первостепенное значение. Несоблюдение этого принципа нередко приводит к ошибкам при проведении фронтов.

Приступая к анализу, сначала нужно получить представление о вероятном положении в данный момент каждого из фронтов, существовавших в предыдущий срок наблюдений. Суждение об этом можно составить, учитывая предшествующие положение фронта, направление и скорость потока. Далее, в том районе, где, по предварительным подсчетам в данный срок наблюдений должен находиться фронт, детально рассматривается распределение метеорологических величин.

Фронты проводят с учетом барического поля, распределения ветра, температуры, облачных систем, зон осадков, характеристик и значений барических тенденций. Одновременно используются карты барической топографии, влажности на высотах, аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы, карты вертикальных движений, радиолокационные и комплексные карты, фотоснимки и фотомонтажи с ИСЗ и другие имеющиеся материалы.

Если обнаруживается, что действительное положение того или иного фронта резко отличается от его положения, найденного предварительно, следует проверить анализ по предшествующей карте и, если необходимо, исправить его. По разрыву в полях метеорологических величин могут быть выявлены новые фронты. В таких случаях необходимо проверить анализ карты предыдущего срока для выяснения, возник ли данный фронт заново или же не был замечен на предыдущей карте.

Так как фронты подвержены непрерывной эволюции, то при анализе необходимо тщательно рассмотреть изменения свойств воздушных масс, взаимодействующих у фронта, изменение характера погоды у фронтов и выяснить, какие фронты в данное время подвержены размыванию или обострению. Обостряющиеся и размывающиеся фронты в случае необходимости должны быть переведены в другую категорию. Так, если в нижней половине тропосферы происходит увеличение контрастов температуры в зоне приземного фронта, то на основании анализа высотных карт и других материалов следует рассмотреть возможность его перевода в основной. Фронты, существовавшие ранее, но размывшиеся к данному сроку наблюдений, должны быть сняты с карты.

Существенное значение для анализа фронтов может иметь правильное ограничение районов, занятых устойчивой и неустойчивой воздушными массами. При этом полезно иметь в виду следующее. Туман является надежным признаком устойчиво стратифицированной (теплой) массы лишь в том случае, когда он является адвективным. Радиационные же туманы могут образовываться и в холодной воздушной массе при устойчивой стратификации лишь в самом нижнем приземном слое.

Над материками в умеренных широтах зимой каждая (как теплая, так и холодная) воздушная масса может приобрести устойчивую стратификацию, летом же здесь во многих случаях каждая воздушная масса может стать неустойчивой. В таких случаях примерное положение границы между разными воздушными массами может быть установлено путем сопоставления степени

их устойчивости или неустойчивости. Летом на стратификацию воздуха над материком сильно влияет суточный ход температуры. Днем в любой воздушной массе развивается кучевая облачность, ночью наступает прояснение. Поэтому, строя заключение о степени устойчивости воздушных масс, необходимо учитывать срок наблюдения, для которого составлена анализируемая карта погоды. О сильной неустойчивости соответствующей воздушной массы будет говорить наличие кучевых облаков и других признаков на карте в ночной срок наблюдения. На большую устойчивость воздушной массы будет указывать сохранение днем ясного неба или развития лишь плоской кучевой облачности. В устойчивых массах непосредственное нагревание облаков солнцем может приводить к частичному или полному разрушению днем слоистых или слоисто-кучевых облаков.

Над океанами суточный ход температуры воздуха очень мал и существенного влияния на степень устойчивости воздушной массы не оказывает. Все же в ряде случаев признаки ее неустойчивости сильнее сказываются на ночных и утренних картах, чем на дневных.

Определению положения фронтов помогает также выделение на картах зон обложных осадков. Эта операция обычно дает наглядное представление о ширине зоны осадков, связанных с фронтом. Сравнение зон осадков, выпадающих на одном и том же фронте в следующие друг за другом сроки наблюдений, позволяет судить об усилении или ослаблении осадков со временем.

5.5. Анализ карт барической топографии

Карты барической топографии целесообразно анализировать, переходя последовательно от нижнего уровня к верхнему. Обычно количество нанесенных на карту данных уменьшается с высотой, а качество ухудшается. Поэтому на картах абсолютной топографии верхних уровней, особенно выше 100 гПа, проводить изогипсы трудно. Более тщательный анализ карт нижних изобарических поверхностей с большим количеством данных, позволяющих выявить характерные особенности поля геопотенциала (циклоны, антициклоны, гребни, ложбины и т. п.), дает возможность уточнить анализ карт и более высоких уровней.

На картах барической топографии для районов, недостаточно полно освещенных данными температурного и ветрового зондирования, следует дополнительно наносить значения геопотенциальных высот, определяемых по приземному давлению и температуре. При этом абсолютная геопотенциальная высота H_p изобарической поверхности p представляется суммой

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^p. \quad (5.5.1)$$

Геопотенциальная высота поверхности 1000 гПа в гп. дам определяется по формуле

$$H_{1000} = h(p_0 - 1000), \quad (5.5.2)$$

где h — динамическая барическая ступень гп. дам, p_0 — давление, приведенное к уровню моря, в гектопаскалях.

В зависимости от наблюдающихся значений температуры величина h может изменяться от 0,6 до 0,9 гп. дам на 1 гПа. При вычислении H_{1000} по формуле нужно брать следующие значения h в зависимости от наблюдающейся у поверхности Земли температуры воздуха (T):

T °C	h гп. дам
Выше 15°	0,9
От 15 до —15°	0,8
От —15 до —40°	0,7
Ниже —40°	0,6

Формулы ¹

$$\begin{aligned} H_{850} &= h(p_0 - 1000) + 128 + 0,5T_0 + 3(0,5 - \gamma), \\ H_{700} &= h(p_0 - 1000) + 278 + T_0 + 15(0,5 - \gamma), \\ H_{500} &= h(p_0 - 1000) + 528 + 2T_0 + 50(0,5 - \gamma) \end{aligned} \quad (5.5.3)$$

могут быть полезны для вычисления высот изобарических поверхностей 850, 700, 500 гПа по данным о приземном давлении (p_0), приземной температуре (T_0) и среднем вертикальном градиенте температуры (γ °C/100 м) между поверхностью Земли и рассматриваемой изобарической поверхностью.

При вычислениях величину T_0 выбирают так, чтобы она мало отличалась от температуры большинства станций в данном районе, т. е. не была искажена местными влияниями.

Значение вертикального градиента температуры может быть также определено приближенно по данным вертикального зондирования в соседних пунктах, расположенных в одной и той же воздушной массе.

Если нет возможности достаточно надежно определить величину γ , то при вычислениях последние члены в формулах отбрасываются, т. е. предполагается, что $\gamma = 0,5$ °C/100 м. В таких случаях вычисленные значения высот будут содержать погрешности, увеличивающиеся с удалением от поверхности Земли. Эти погрешности тем значительнее, чем больше фактический градиент температуры отличается от 0,5.

Геопотенциальные высоты можно определить также путем интерполяции относительных геопотенциалов, предварительно вычислив высоты поверхности 1000 гПа по приведенной выше формуле и используя данные о приземном давлении и температуре. При интерполяции часто приходится использовать данные станций,

¹ Более точно H_{1000} можно определить по табл. 4 приложения 1 Наставления по службе прогнозов, раздел 2, ч. I и II.

находящихся в разных воздушных массах с резко отличающимися температурами. В таких случаях нужно учесть, в каком воздухе (теплом или холодном) расположен пункт, для которого производится вычисление геопотенциальных высот. Если пункт расположен в теплом (холодном) воздухе, то при интерполяции нужно принять для него относительную высоту, близкую к значениям ее на станциях, находящихся в теплом (холодном) воздухе. Когда, по данным приземной карты, пункт находится в холодном воздухе вблизи фронта, нужно учитывать, что над ним расположен теплый воздух, и, следовательно, начиная с какого-то слоя, значения относительных высот следует брать близкими к их значениям на станциях, расположенных в теплом воздухе. На какой высоте над станцией находится теплый воздух, приближенно можно судить по расстоянию от данной станции до фронта и среднему тангенсу угла наклона фронта, равному 0,01.

При отсутствии на картах данных, необходимых для интерполяции, могут быть использованы значения относительных высот и температуры в предшествующий срок наблюдений. В этом случае нужно попытаться учесть их изменения, которые могли произойти за прошедшее время на соответствующих станциях.

Вычисления геопотенциальных высот путем интерполяции дают обычно удовлетворительные результаты. Их можно производить не только для пунктов, расположенных между станциями, данные которых нанесены на карту. С помощью экстраполяции относительные высоты можно определять и для пунктов, находящихся за пределами освещенной наблюдениями территории на расстоянии до нескольких сотен километров.

На картах АТ выше 100 гПа для дополнительного вычисления геопотенциальных высот в местах, недостаточно освещенных данными температурного зондирования, используют два способа:

- 1) дополнительное вычисление производят по данным температуры на двух соседних изобарических поверхностях. При проведении изотерм выявляют ошибочные данные температуры и вносят все необходимые исправления. По значениям температуры на двух уровнях путем интерполяции определяют ее значения в необходимых точках, затем средние температуры слоев. По средней температуре слоя в каждой точке определяют относительный геопотенциал. Далее способом, описанным в п. 5.2, определяют геопотенциальную высоту соответствующей изобарической поверхности;

- 2) вычисление геопотенциальных высот сводится к интерполяции относительного геопотенциала. Для этого необходимо, чтобы все значения относительного геопотенциала были нанесены на карты и тщательно проверены.

При проведении изогипс нужно помнить, что полученные путем вычислений геопотенциальные высоты приближены. Используя вычисленные данные, необходимо особенно тщательно следить за соблюдением исторической последовательности анализа

и соответствием между полями геопотенциала на разных уровнях и распределением температуры.

Из-за недостаточной точности данных зондирования на высоких уровнях при проведении изогипс на картах АТ₇₀, АТ₅₀, АТ₃₀, АТ₂₀ и АТ₁₀ допустимы отклонения абсолютного геопотенциала от истинных значений на 6—8 гп. дам.

Изогипсы проводят по значениям геопотенциала с учетом направления и скорости ветра. Направления ветра и изогипс должны быть близкими. Однако возможны и значительные расхождения между ними. Последнее заметно проявляется на уровнях, расположенных ниже средней высоты горных хребтов. С высотой расхождения уменьшаются. На территории СССР отклонение ветра горными хребтами особенно заметно в Средней Азии и на Кавказе, где оно сказывается даже на уровнях 700 и 500 гПа. Нередко, особенно на уровне 850 гПа, можно обнаружить существенные отклонения ветра от изогипс над горными районами Восточной Сибири и Дальнего Востока¹.

Изогипсы надо проводить так, чтобы их густота соответствовала наблюдающимся скоростям ветра. Скорость фактического ветра может значительно отличаться от градиентной в тех же случаях, что и отклонение направления ветра от изогипс.

Дневное прогревание приводит к повышению, ночное выхолаживание — к понижению изобарических поверхностей в атмосфере. Вследствие этого днем наблюдается тенденция к увеличению относительных высот между основными изобарическими поверхностями по сравнению с ночью.

Зимой в умеренных и высоких широтах суточный ход температуры не приводит к существенному изменению относительных высот между основными изобарическими поверхностями. Летом же суточный ход температуры, а следовательно, и относительного геопотенциала, должен учитываться при анализе.

Анализ карты АТ₈₅₀ обычно не вызывает затруднений. Поле абсолютного геопотенциала на поверхности 850 гПа очень сходно с полем приземного давления и на этой поверхности имеется большое количество данных наблюдений за ветром.

Как правило, все приземные барические образования прослеживаются и на поверхности 850 гПа, за исключением случаев малых барических градиентов на уровне моря, когда два небольших циклона, расположенные у поверхности Земли рядом, на уровне 850 гПа объединяются в один. Географическое положение барических центров на этом уровне обычно мало отличается от их положения у поверхности Земли. Только зимой в Сибири при наличии мощной инверсии центры антициклонов на поверхности 850 гПа могут оказаться значительно сдвинутыми в сторону теплого воздуха по сравнению с их положением у поверхности

¹ Расхождения между направлением ветра и изогипс на картах абсолютной барической топографии возможны также в области перестройки высотного поля геопотенциала.

Земли. Кроме изогипс на карте AT_{850} проводятся фронты, довольно хорошо выраженные в поле температуры, ветра и влажности. Для нахождения фронтов на карте AT_{850} предварительно проводят изотермы, дающие наглядное представление о положении зон с большими контрастами температуры, вдоль которых в большинстве случаев и лежат фронты.

Поле абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа может значительно отличаться от приземного поля давления, особенно при малых барических градиентах у поверхности Земли. При больших контрастах температуры географическое положение центров барических образований может сильно отличаться от их положения на приземной карте. Молодые циклоны и антициклоны на карте AT_{700} обычно представлены в виде ложбин и гребней. Иногда по карте AT_{700} выявляются барические образования, отсутствующие на приземной карте. Чаще всего это барические образования, уже заполнившиеся у поверхности Земли, но еще сохранившиеся на высотах.

Конфигурация поля абсолютного геопотенциала на уровне 500 гПа характеризуется уменьшением числа замкнутых изогипс. При проведении изогипс AT_{500} над районами, мало освещенными аэрологическими наблюдениями, нужно учитывать поле геопотенциала на уровне 700 гПа, а также данные карты OT_{1000}^{500} .

Карты AT_{700} и AT_{500} — карты ведущего потока в нижней тропосфере, используемые для прогноза перемещения и эволюции барических образований и для прогноза перемещения фронтов и других синоптических объектов. Поэтому качество их анализа, наряду с анализом карт AT_{850} и OT_{1000}^{500} , имеет важное значение.

Анализ карты OT_{1000}^{500} необходимо согласовать с данными карты AT_{500} и приземного давления с учетом положения фронтов на приземной синоптической карте. Для взаимного контроля правильности проведения фронтов на приземной карте погоды и изогипс на карте AT_{1000}^{500} , а также для лучшего представления о средних контрастах температуры на фронтах на карту OT_{1000}^{500} копируется положение фронтальных разделов с основной карты погоды для соответствующего срока.

Карты AT_{400} , AT_{300} и AT_{200} характеризуют верхнюю тропосферу. При анализе этих карт, а также карт AT_{100} — AT_{10} , характеризующих стратосферу, следует придавать большее значение наблюдениям за ветром по сравнению с данными температурного зондирования ввиду наличия в последних значительных инструментальных ошибок, не всегда исправимых. В случаях несогласованности данных о ветре и геопотенциальных высотах друг с другом, как правило, предпочтение отдается результатам наблюдений за ветром.

Для облегчения анализа карт AT_{400} , AT_{300} и AT_{200} следует

пользоваться интерполяцией фактических данных в районах с редкой сетью аэрологических наблюдений.

Густота изогипс на картах АТ с высотой увеличивается и на карте АТ₄₀₀ значительно больше, чем на карте АТ₅₀₀. На картах АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀ густота изогипс обычно еще больше, однако в ряде районов на карте АТ₂₀₀ она может уменьшаться по сравнению с картой АТ₃₀₀.

Поверхность 200 гПа на значительном протяжении может располагаться уже в стратосфере. Прекращение в этих районах понижения температуры с высотой при сохранении в соседних районах, где тропопауза на данном уровне еще не достигнута, приводит к заметному изменению в распределении температуры. Вследствие этого горизонтальный градиент температуры над теми или иными районами на поверхности 200 гПа может оказаться направленным даже в противоположную сторону по сравнению с градиентом на поверхности 300 гПа. Это скажется и на распределении средней температуры в слое 200—300 гПа, в результате чего значения горизонтального градиента давления на уровне 200 гПа в ряде районов могут оказаться меньше, чем на уровне 300 гПа.

На картах АТ₄₀₀, АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀ замкнутыми изогипсами очерчиваются только старые, уже малоподвижные циклоны и антициклоны.

Зимой поле H_{100} сходно с полем H_{200} , но градиент геопотенциала и скорость ветра в целом несколько меньше, чем на карте АТ₂₀₀, хотя субтропическое струйное течение по картам АТ₁₀₀ все еще хорошо выражено. Летом на уровне 100 гПа преобладает малоградиентное поле геопотенциала. Здесь или между 100 и 50 гПа находится уровень часто наблюдаемой в полярных районах смены циклонической циркуляции на антициклоническую. Отдельные замкнутые центры появляются часто и в умеренной зоне.

Зимой в полярных широтах и в большей части умеренной зоны на уровнях 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа преобладает западная циркуляция, интенсивность которой возрастает с высотой. Летом на уровне 50 гПа над полярными районами при постепенном затухании циклонической и установлении антициклонической циркуляции чаще появляются восточные ветры. Интенсивность восточной циркуляции с высотой возрастает. В отдельные дни эта циркуляция нарушается, а на уровне 30 гПа появляются небольшие циклоны. Количество барических центров выше уровня 50 гПа, как правило, уменьшается.

В переходные месяцы (в северном полушарии в апреле, мае, иногда в начале июня, а также в конце августа и в сентябре) циркуляция в слое 50—10 гПа довольно неустойчива. Нередко в этом слое появляется большое количество барических образований, из-за недостаточности данных не всегда оправданных. Поэтому при анализе карт АТ высоких изобарических поверхностей большое внимание следует уделять проверке нанесенных данных и дополнительному вычислению геопотенциальных высот. Если

почему-либо окажется невозможным установить верное значение геопотенциала на данной поверхности (50, 30, 20 или 10 гПа) над той или другой станцией, то при проведении изогипс вблизи этой станции большее значение следует придавать данным о ветре, чем о геопотенциале.

5.6. Анализ карт максимального ветра

Анализ карт максимального ветра включает проведение изотих и осей струйных течений.

Изотихи проводят сплошными плавными линиями через 10 м/с для скоростей ветра начиная с 30 м/с (около 100 км/ч). Области с наибольшими скоростями ветра проявляются на карте максимального ветра в виде более или менее вытянутых вдоль оси эллипсов, образованных замкнутыми линиями изотих. Принято называть их подвижными максимумами скорости ветра. Они очень изменчивы и существуют недолго. Это следует иметь в виду при анализе.

Оси струйных течений обозначают длинными жирными стрелками. Ось струи проходит через точки, в которых скорость ветра больше, чем в соседних точках слева и справа от оси. При этом надо следить за тем, чтобы она была параллельна направлению ветра в ее окрестностях.

Если на отдельном участке скорость ветра на 2—3 м/с меньше 30 м/с, это не означает, что струйного течения там уже нет. Оно лишь несколько ослаблено. При формальном применении критерия скорости ветра струйное течение может оказаться разделенным на несколько отдельных отрезков и его единство будет нарушено. В подобных случаях ось струи (даже при ее деградации) разрывать не следует.

Для повышения надежности анализа карт максимального ветра рекомендуется сопоставлять намечаемое положение оси струйного течения на этих картах с положением осей фронтальных зон на картах изобарических поверхностей, ближайших к струйному течению, например 500, 300 и 200 гПа.

Для характеристики струйного течения (тропосферное или стратосферное) используется давление на уровне максимального ветра.

5.7. Использование спутниковых данных в анализе карт погоды

Спутниковая информация, отличающаяся непрерывностью в пространстве, существенно дополняет традиционные метеорологические данные (атмосферное давление, ветер, температура и т.д.), несомненным преимуществом которых является их инструментальное (количественное) определение. Правильная интерпретация облачных систем на фотоснимках (фотомонтажах)

с ИСЗ в сочетании с другими видами информации способствует более надежному анализу карт погоды, а следовательно, и атмосферных процессов.

При правильной идентификации таких систем по фотоснимкам с ИСЗ можно определить положение циклонов и антициклонов, связанных с ними атмосферных фронтов, центров завихренности и установить стадию развития барических образований. Каждому возмущению барического поля присущи свои хорошо выраженные облачные системы, четко проявляющиеся на фотоснимках с ИСЗ. Циклонические возмущения в различных стадиях их развития сопровождаются характерными облачными полями, антициклонические — различными формами облаков в зависимости от устойчивости (неустойчивости) воздушной массы (открытые, закрытые ячейки и т. д.). Положение антициклона определяется по характерным типам облаков или безоблачным пространствам, а также по антициклоническому изгибу фронтальных облаков на его периферии. В холодное полугодие для антициклонов характерны туманы и тонкая слоистая облачность, отличающиеся на фотоснимках серым однородным тоном. В теплое полугодие в антициклоне преобладает безоблачная погода или развиваются кучевые облака.

Таким образом, используя фотоснимки облачности с ИСЗ, можно уточнить анализ приземных и высотных карт погоды.

По структуре облачных систем на фотоснимках с ИСЗ можно определить их принадлежность к тому или иному барическому образованию. Исходя из этого, при согласовании традиционных метеорологических данных и информации с ИСЗ в процессе анализа карт погоды необходимо исходить из взаимосвязанности процессов, происходящих в атмосфере.

В практике анализа карт погоды синоптик во всех случаях, независимо от природы возникновения и стадии развития циклона, стремится связать его с атмосферными фронтами, например, в первых стадиях развития южных циклонов. Последние нередко возникают и существуют за счет реализации положительной энергии неустойчивости над теплыми участками подстилающей поверхности. Фронтальную структуру южные циклоны приобретают с приближением к ним с севера холодного фронта и с вовлечением последнего в циркуляцию данного циклона. Этот процесс прослеживается на фотоснимках по характерным кучевым облакам в юго-западной части циклона и перистым в северо-восточной, что указывает соответственно на адвекцию холода в тылу циклона в приземном слое и адвекцию тепла на высотах в его передней части. С этого момента развитие циклона идет обычным путем, как фронтального, с теми особенностями в структуре облаков, которые ему присущи в последующих стадиях развития.

Аналогичная картина наблюдается при анализе тропических циклонов (ТЦ), выходящих в умеренные широты. Пока ТЦ не приобретает фронтальной структуры, его развитие будет опреде-

ляться процессами, не связанными с фронтами. Это положение в некоторой степени относится к орографическим и высотным циклонам.

При анализе карт барической топографии, особенно в районах с редкой аэрологической сетью, используются данные зондирования атмосферы с ИСЗ, передаваемые кодом FM86—VI—SATEM. Наибольший интерес для синоптического анализа представляют данные относительного геопотенциала в гп. дам между заданным уровнем отсчета и указанными стандартными изобарическими поверхностями. Для получения абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей значение абсолютного геопотенциала на уровне 1000 гПа, обычно принимаемого за уровень отсчета, суммируется с толщинами (относительным геопотенциалом) соответствующих слоев. Значения относительного геопотенциала между заданным уровнем отсчета (1000 гПа) и изобарическими поверхностями (850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 гПа) даются в разделе 3 кода SATEM (группа 333). Абсолютный геопотенциал поверхности 1000 гПа может быть получен из соотношения (5.5.2), приведенного выше.

Пример. Пусть на поверхности Земли $p_0=1015$ гПа, $T_0=-10^\circ\text{C}$, а значения H_{1000} ($H_{1000}^{850}, H_{1000}^{700}, \dots, H_{1000}^{10}$) получены из сводки SATEM. Тогда, согласно формуле (5.5.2), $H_{1000}=0,8 \cdot 15=12$ гп. дам. Сложением этой величины с каждой из H_{1000} получим H_p для каждого уровня p из следующей таблицы:

p гПа	H_{1000} гп. дам	H_p гп. дам	p гПа	H_{1000} гп. дам	H_p гп. дам
1000	—	12	150	1315	1327
850	126	138	100	1576	1588
700	276	288	70	1804	1816
500	524	536	50	2021	2033
400	680	692	30	2354	2366
300	870	882	20	2623	2635
250	987	999	10	3092	3104
200	1129	1141			

5.8. Использование радиолокационной информации в анализе погоды

Радиолокационный метод наблюдений позволяет получить следующие виды информации:

- размеры и местоположение облаков и связанные с ними явления погоды (ливни, грозы, град);
- площади, занятые радиоэхом осадков;
- мгновенную максимальную интенсивность выпадающих осадков в радиусе до 90 км от метеорологического радиолокатора (МРЛ);
- эволюцию кучево-дождевых облаков;

— тенденцию изменения радиолокационных характеристик отдельных облаков и облачных систем в срок наблюдений;

— скорость и направление перемещения зон радиоэха кучево-дождевых облаков и осадков обложного характера;

— верхнюю границу радиоэха всех обнаруживаемых облаков, нижнюю границу радиоэха облаков верхнего и среднего ярусов, а также межоблачные прослойки;

— высоту нулевой изотермы при наличии слоисто-дождевых облаков.

В настоящее время радиолокационные данные представляются в трех видах:

— радиолокационные карты по данным одного МРЛ;

— радиолокационные карты по данным сети МРЛ, или стыкованные карты МРЛ;

— комплексные карты.

Первые два вида карт содержат только радиолокационную информацию, последний дополняется данными метеорологических станций.

Радиолокационные и комплексные карты в сочетании с данными ИСЗ и другими видами информации успешно используются для анализа условий погоды в зонах фронтов, для определения характера воздушной массы (устойчивая, неустойчивая), а также для уточнения положения фронтальных разделов и их эволюции.

Обнаруженные МРЛ кучево-дождевые облака, ливни, грозы и град свидетельствуют о том, что воздушная масса стратифицирована неустойчиво. При обнаружении МРЛ только слоистообразных облаков или обложных осадков есть основания утверждать, что воздушная масса стратифицирована устойчиво. Если метеостанциями отмечаются слоистообразная облачность и обложной дождь, а по данным МРЛ наряду с указанными явлениями отмечается ливневый дождь или кучево-дождевые облака, то это указывает на наличие неустойчивой стратификации в данном районе.

Признаком сохранения неустойчивой стратификации вне фронтальных зон в дневные часы является наличие очагов ливней и гроз в ночные и утренние часы. На высоте 1,5—5 км в это время прослеживается циклоническая циркуляция или размытое поле повышенного давления, в котором при проведении изогипс через 1—2 гп. дам можно наметить мезоложбину или частный циклон.

Стыкованные и комплексные радиолокационные карты позволяют уточнить положение атмосферных фронтов и их эволюцию. Для уточнения положения фронтов используются характерные особенности радиоэха в их зонах. В основном радиоэхо в зонах фронтов представляется в виде полос различной ширины. Нередки случаи, когда вне фронтов радиоэхо формируется в виде полос и бывает связано с высотными ложбинами или мезоложбинами у поверхности Земли, формирующимися в области разрушающегося гребня.

По структуре радиоэха и его характеристикам (интенсивность, верхняя граница и тенденция изменения облачного поля) можно судить об эволюции атмосферного фронта:

1. Если фронт не выражен в поле облачности и осадков, то первым признаком его обострения можно считать появление очагов радиоэха вдоль линии фронта.

2. Если фронт выражен в поле облачности и осадков и по синоптическим данным ожидается его размывание, а по радиолокационным наблюдается рост верхней границы и интенсивности радиоэха, а также площади, занятой интенсивными очагами ($I \geq 4$), то это является указанием на то, что в ближайшие 6—12 ч фронт размываться не будет.

3. Если по данным визуальных наблюдений фронт хорошо выражен в поле облачности и осадков, а по радиолокационным — начал размываться (уменьшается площадь радиоэха и тенденция изменения облачного поля имеет отрицательный знак), то следует отдать предпочтение радиолокационным наблюдениям и ждать размывания фронта, особенно при уменьшении контраста температуры и увеличении дефицита точки росы на поверхности 850 гПа.

4. Если холодный фронт быстро перемещался, то признаком его замедления является расширение площади радиоэха в зоне фронта и распространение в сторону холодного воздуха. У поверхности Земли рост давления сменяется падением, а в районе расширения радиоэха возникает волна.

5.9. Анализ атмосферных фронтов

Анализ атмосферных фронтов — определение их положения и типа — связан с известными трудностями, вызываемыми отсутствием строгих критериев существования или отсутствия в данном районе фронта и его типа.

Для определения местоположения фронтов используют большой комплекс признаков, выявляемых при рассмотрении полей температуры, давления и влажности, системы ветров, зон облачности и осадков, барических тенденций, а также изменений значений основных метеорологических элементов (температуры, ветра и др.) со временем. Однако нередко бывает, что некоторые из этих признаков отсутствуют совсем, другие же выражены настолько слабо, что не позволяют уверенно судить о положении или даже существовании фронта.

Полная уверенность в существовании фронта у поверхности Земли может быть, если он обнаруживается в полях нескольких метеорологических величин. Резкие изменения вдоль земной поверхности какого-либо одного элемента иногда вызываются причинами, связанными не с фронтом, а с разного рода местными влияниями. В качестве основного (но не единственного) признака

при проведении фронтов на картах барической топографии принимают наибольший контраст температуры.

При проведении фронтов большое внимание следует обращать на соблюдение исторической последовательности анализа.

5.9.1. Анализ воздушных масс и фронтов на приземных картах погоды

Анализ фронтов у поверхности Земли разделяется на два этапа. Сначала определяется общая картина положения фронтов в крупном масштабе, а затем уточняется положение фронтов у поверхности Земли.

Основное внимание при анализе уделяется полю температуры на высотах (полю температуры слоя или на отдельных фиксированных уровнях). Оно более просто, чем поля других метеовеличин, позволяет отличать друг от друга разные воздушные массы; большие же контрасты температуры непосредственно указывают положение фронтальной зоны. В большинстве случаев при наличии фронтальной зоны на высотах имеется фронт и у поверхности Земли, и тогда его положение легко уточняется по данным приземной карты погоды.

Для анализа фронтов прежде всего используют карту OT_{1000}^{500} . Фронтальные зоны, отмечаемые на этой карте, дают схематическое представление о положении основных фронтов у поверхности Земли. Зона наибольших градиентов относительного геопотенциала H_{1000}^{500} , как правило, смещена в сторону холодного воздуха относительно фронта у поверхности Земли. Однако при широкой фронтальной зоне большие градиенты H_{1000}^{500} могут наблюдаться и непосредственно над линией фронта у поверхности Земли.

Целесообразно также проанализировать поле температуры на поверхности 850 гПа. Наблюдающиеся здесь зоны больших контрастов температуры во многом дополняют представление о положении фронтов, полученное по карте OT_{1000}^{500} . В ряде случаев фронты, у которых контрасты температуры в поле H_{1000}^{500} отсутствуют, хорошо проявляются в поле температуры на поверхности 850 гПа. Поскольку уровень 850 гПа близок к поверхности Земли, карта AT_{850} дает значительно лучшее представление о приземном положении фронта, чем карта OT_{1000}^{500} . Поле температуры на высотах позволяет также судить и о существовании и примерном положении фронта окклюзии, для которого характерны гребень тепла и его сдвиг с высотой.

Распределение температуры на высотах дает лишь общее представление о положении фронтов у поверхности Земли. Большие контрасты температуры на высотах не являются обязательным признаком существования фронта у поверхности Земли. Эти

контрасты, особенно на поверхности 850 гПа, не связанные с фронтами, могут создаваться и орографическими причинами. В области антициклона фронт у поверхности Земли под высотной фронтальной зоной обычно отсутствует. Влияние неоднородности подстилающей поверхности на температуру нижней части тропосферы особенно сильно проявляется в полярном бассейне вблизи границы льдов, у побережья океанов и в горных районах. Отличать эти зоны больших контрастов температуры от фронтальных зон, создавшихся под влиянием общих циркуляционных процессов, позволяет сравнение карт за несколько следующих друг за другом сроков наблюдений. Когда большая разность температур обусловлена орографией, контрасты температуры сохраняются на одном и том же месте, не перемещаясь вместе с потоком.

При проведении фронта на приземной карте погоды необходимо учитывать характер барического поля у поверхности Земли, влияние подстилающей поверхности, а также предшествующее развитие процессов. Нельзя проводить их всюду, где на высотах есть фронтальные зоны. Достаточные основания для проведения фронта под фронтальной зоной будут лишь тогда, когда на приземной карте погоды видны какие-либо признаки существования фронта у поверхности Земли.

Температура воздуха по обе стороны фронта довольно часто бывает практически одинаковой. Но если она различна, то максимальный контраст температуры при этом нередко наблюдается не на фронте, а поблизости от него — там, где по соседству с фронтом расположена граница зоны облаков и на тех участках фронта, которые находятся вблизи морского побережья или горного хребта. Влияние орографии и облачности особенно сильно проявляется зимой. Отличить зоны максимальных контрастов температуры, обусловленные этими причинами, от фронтальных обычно легко. Ход изотерм, обрисовывающих эти зоны, повторяет береговую линию или конфигурацию границы облачной зоны, в то время как изотермы в зоне фронта очерчиваются плавными линиями.

Точка росы у поверхности Земли в большей мере реагирует на осадки, чем на фронты. Значения точки росы максимальны там, где выпадают осадки; вдоль их зоны вытянут язык влажного воздуха. Контраст точки росы на границе зоны осадков, как правило, больше, чем на фронте. Положение зоны максимальных контрастов точки росы относительно фронта зависит от распределения осадков. Если осадки выпадают с холодной стороны фронта, а в теплой воздушной массе их нет, а также в случаях, когда осадки выпадают по обе стороны фронта, максимальный контраст точки росы наблюдается в холодном воздухе около внешней по отношению к фронту границы зоны осадков. Зона максимальных контрастов точки росы характеризует фронт, когда осадки выпадают с теплой его стороны, причем внутренняя по отношению к фронту граница зоны осадков примыкает к нему. Зона максимальных контрастов точки росы указывает положение ос-

нового фронта на тех его участках, где осадки и очень низкая облачность отсутствуют.

Положение фронта у поверхности Земли во многих случаях хорошо фиксируют поля давления и ветра. При длительном существовании образовавшейся ложбины конвергенция потоков ветра в програничном слое атмосферы приведет к образованию на оси ложбины приземного фронта. Фронты в маскированных ложбинах обычно примерно параллельны изобарам, но барические градиенты больше с той стороны фронта, где выше давление.

В барическом поле, создающем дивергенцию потоков воздуха, фронта быть не может. Поэтому не бывает фронтов на осях гребней и в центральных частях антициклонов. Однако фронт может существовать в полосе пониженного давления между центрами двух близко расположенных антициклонов. Положение фронта можно уточнить путем проведения промежуточных изобар (не кратных 5 гПа).

Большинство фронтов четко проявляется в поле ветра. Там, где фронт лежит на оси ложбины или в полосе пониженного давления, ветер за фронтом отклонен вправо по сравнению с его направлением перед фронтом. Ветер перед фронтом часто параллелен ему, а за фронтом отклоняется от него под углом около 90° . В маскированной ложбине скорость ветра больше с той стороны фронта, в которой давление выше, а направление ветра по обе стороны фронта практически одинаковое.

При распознавании перемещающихся фронтов, связанных с маскированной ложбиной, существенную помощь оказывают барические тенденции. Появление небольшой компактной области падения давления или резко уменьшенного по сравнению с соседними участками роста давления в зоне малоподвижного фронта является хорошим признаком начинающегося возникновения волны, даже если волнообразный изгиб фронта еще не выражен.

Изолинии барических тенденций в большинстве случаев вырисовываются в виде вытянутых вдоль фронтов областей падения и роста давления, хорошо определяющих положение фронтов. Фронт обычно проходит там, где изаллобарический градиент наибольший. Однако полезно учитывать, что барические тенденции представляют собой изменения давления не мгновенные, а за последние 3 ч; следовательно, по полю тенденций можно судить о положении фронта за 1,5 ч до синоптической ситуации, отраженной на данной карте.

При интенсивном цикло- или антициклогенезе, характеризующемся наличием обширных областей падения или роста давления, изолинии барических тенденций перестают давать четкое представление о положении фронта.

На изаллобарическое поле влияет суточный ход давления, а также различные местные воздействия. Они, например, благоприятствуют росту давления перед фронтом при грозе или ливне, при брize с моря и росту давления на наветренной стороне

отдельно стоящей горы или гористого острова. Приближение теплого (холодного) фронта к высокогорной станции часто вызывает на ней не падение (рост) давления, а его рост (падение).

В зависимости от движения корабля в сторону более высокого или низкого давления барометрическая тенденция на корабле отличается от действительной (локальной) тенденции. Для получения последней из давления, указанного в синоптической телеграмме с корабля, вычитают давление в тот же срок в пункте, в котором судно находилось 3 ч назад (определение этого пункта осуществляется по синоптической карте за данный срок с использованием сведений о направлении и скорости движения судна). Вычитанием полученной разности из наблюденного на корабле значения барометрической тенденции находят ее действительное значение.

Прохождение фронта через данную метеостанцию приводит к характерному излому кривой на барограмме, отражающему переход от падения давления к росту либо от сильного падения к слабому падению, либо же от роста к более сильному росту. Однако подобное изменение давления может вызываться и другими причинами, в частности в теплую половину года в вечерние сроки наблюдений суточным ходом давления.

Форма облачности, указывая на существование фронта, может одновременно приближенно характеризовать степень его активности. Например, облака As — Ns характерны для активных фронтов, вызывающих осадки. Большинство же фронтальных As образуется в результате распада As. Поэтому на активных участках теплых фронтов As наблюдаются в отдалении от них впереди As. На периферии циклона, где фронт более или менее размыт и осадков не наблюдается, As в сочетании с As или только As часто отмечаются уже в непосредственной близости к фронту. В частности, облака As trans, As op. либо As с As иногда являются единственным признаком наличия фронта, в полях других метеорологических величин он может быть и не выражен.

Процесс размывания фронтов проявляется в поле облачности различно в зависимости от его интенсивности и первоначального характера самой облачности. На фронтах с облачной системой Cs — As (Ac) — Ns после исчезновения Ns и прекращения осадков исчезают и облака St fr. и Cu fr. При этом Ns или разрушаются совсем, или же иногда переходят в St и Sc. Последнее наблюдается главным образом в холодную половину года на очень пологих теплых фронтах. В дальнейшем As превращается в Ac, которые также постепенно исчезают. Облака верхнего яруса, как уже указывалось, могут сохраняться очень долгое время. В теплую половину года над сушей процесс размывания фронтов, характеризующихся кучевообразными формами облаков, проявляется в постепенном увеличении влияния суточного хода температуры. На размывающихся холодных фронтах проявляется все более усиливающаяся со временем тенденция к разрушению об-

лачности ночью. На сильно размытых фронтах ночью и утром обычно наблюдается безоблачная погода и только во второй половине дня развиваются Сб.

Формы облаков оказывают исключительно большую помощь в выявлении фронтов в теплую половину года. Осенью и зимой в умеренных широтах над сушей подынверсионная облачность часто закрывает находящиеся выше фронтальные облака, поэтому использование последних для анализа фронтов во многих случаях оказывается невозможным.

На положение слабовыраженных основных фронтов в антициклонах при отсутствии облачности часто указывают зоны максимальных контрастов температуры и точки росы.

Наиболее характерным признаком, позволяющим определить положение основного фронта на южной и западной периферии смещающегося с севера антициклона, является максимальный контраст температуры. Его значение на Европейской территории СССР и в Западной Сибири достигает иногда $10^{\circ}\text{C}/500\text{ км}$.

При существовании фронта на периферии антициклона в случае безоблачного неба зона больших контрастов температуры у поверхности Земли сходна по конфигурации с ВФЗ на уровне 850 гПа — изотермы на обоих уровнях в общем параллельны друг другу. Это говорит о том, что фронтальная зона опускается к поверхности Земли. Процесс размывания фронта, огибающего антициклон, на его южной и северной периферии различен.

Холодный воздух на южной периферии антициклона по мере перемещения последнего к югу постепенно прогревается и контраст температуры между теплым и холодным воздухом уменьшается. Летом над Средней Азией температура выравнивается и фронт размывается. Над Европейской территорией СССР холодный воздух прогревается меньше, и над ее южной частью фронт сохраняется. Зимой большой контраст температуры, и фронт сохраняются не только на юге Европейской территории СССР, но и в Средней Азии. Размывание фронта происходит уже за пределами СССР.

Процесс размывания фронтов на северной периферии антициклона связан с адвекцией тепла. Адвекция тепла на высотах, начинающаяся на западной периферии антициклона, постепенно распространяется к северу. Достигнув северо-западной периферии антициклона, теплый воздух начинает огибать его с севера, постепенно захватывая все большую площадь в северной части антициклона. На западной периферии антициклона поток теплого воздуха обычно параллелен изотермам и адвекция тепла не изменяет общей картины термического поля. На северной же периферии антициклона теплый воздух движется уже под большим или меньшим углом к изотермам. Здесь образуется язык теплого воздуха, направленный в сторону движения антициклона. В области этого языка горизонтальные градиенты температуры резко уменьшаются и ВФЗ размывается. Схема описанного процесса показана на рис. 5.9.1.

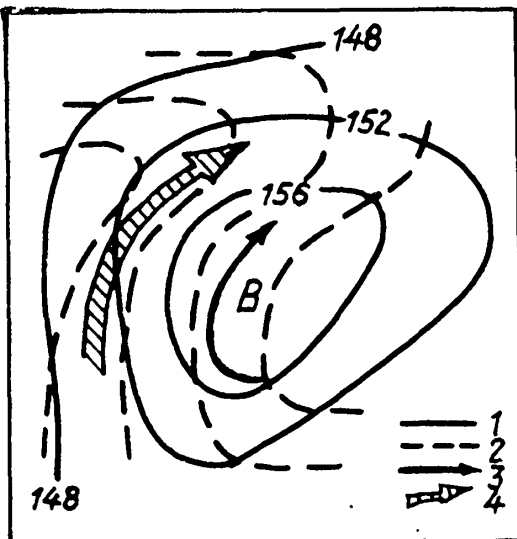


Рис. 5.9.1. Схема термического поля при адвекции тепла на периферии антициклона.

1 — изогипсы, 2 — изотермы, 3 — адвекция холода, 4 — адвекция тепла.

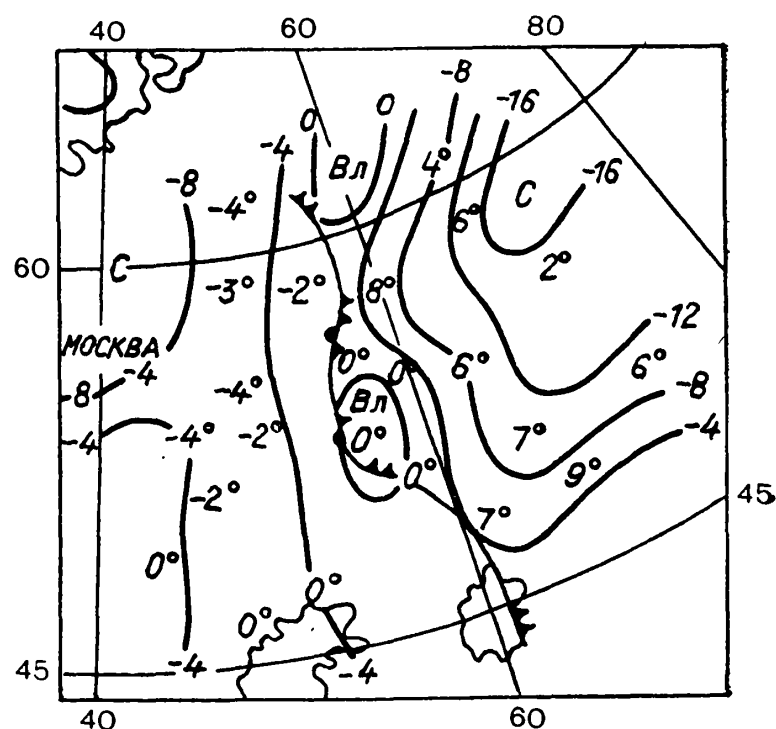


Рис. 5.9.2. Поле влажности (изолинии точки росы, °С) в волновом возмущении. Поверхность 850 гПа, 3 ч 4 октября 1964 г.

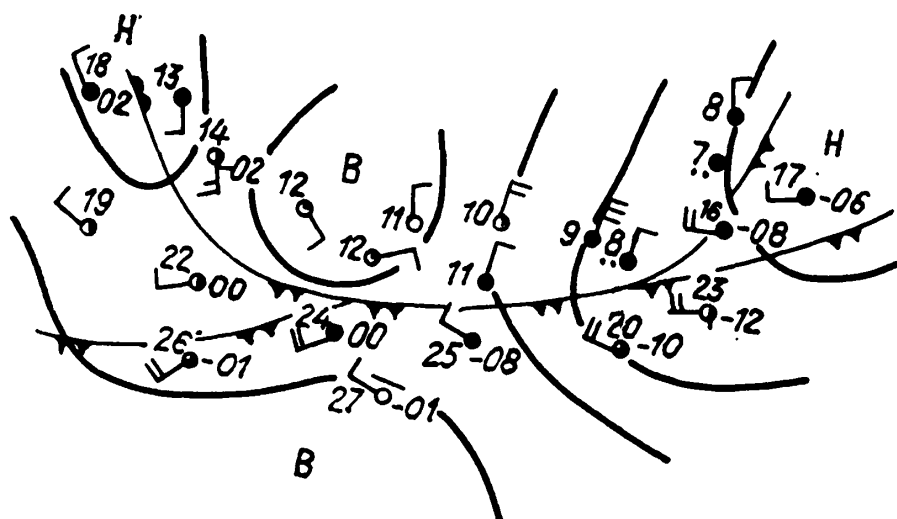


Рис. 5.9.3. Схематический пример анализа при слиянии фронтов.

В ряде случаев вызывает затруднения решение вопроса о том, с чем связан появившийся небольшой изгиб фронта — характеризует ли он начальную стадию образования волны либо вызван орографией или другими причинами, не связанными с волнообразованием. При анализе нужно руководствоваться следующим.

Если изгиб фронта обращен выпуклостью в сторону холодного воздуха и ветер в теплом воздухе у поверхности Земли параллелен линии фронта или имеет направленную к ней слагающую, то изгиб можно считать волной. Если же ветер в теплом воздухе направлен от фронта, то изгиб не связан с волнообразованием.

Признаками наличия фронтальной волны являются:

1) характерное распределение барических тенденций, т. е. наличие небольшой по размеру области падения давления в передней части волны и области роста (или более слабого падения) в ее тыловой части;

2) появление зарегистрированного метеорологическим спутником расширенного в сторону холодного воздуха участка облаков на полосе фронтальной облачности;

3) возникновение на поверхности 850 гПа самостоятельной (т. е. очерченной той или иной изолинией) небольшой по размерам области повышенных значений точки росы. Она расположена непосредственно над волной или немного сдвинута в сторону теплого воздуха (рис. 5.9.2). Это надежный признак, ибо в начальной стадии образования волны небольшая по размерам область повышенных значений точки росы существует всегда. Ее появление вызывается интенсивными восходящими движениями воздуха, возникающими при образовании волны.

При сближении двух одноименных по характеру фронтов они сливаются друг с другом. Раздельное проведение двух параллельных фронтов, почти соприкасающихся друг с другом, не отражает действительности и излишне загружает карту. На участке, где фронты слились, целесообразно проводить один фронт, разделяя его на два там, где проявляются признаки существования двух фронтов (рис. 5.9.3).

Анализ карт погоды должен отражать реальную действительность. Поэтому фронт нужно проводить лишь тогда и там, где имеются признаки его существования, видимые на приземной карте погоды. При отсутствии таких признаков фронт на приземной карте проводить не следует даже при наличии фронтальной зоны на высотах. Полоса облаков, зарегистрированная метеорологическим спутником, при отсутствии других признаков, отражаемых приземной картой погоды, часто указывает на верхний фронт. Однако если эта полоса создана облаками верхнего яруса, то она характеризует очень сильно размытый фронт, уже не имеющий какого-либо практического значения, и проведение фронта в этом случае нецелесообразно.

В то время как фронтальные зоны, как правило, простираются в длину непрерывно на тысячи километров, фронты у поверхности Земли существуют обычно лишь на отдельных, хотя и

больших по протяжению, участках фронтальной зоны. Там, где фронтальная зона проходит через область антициклона, фронт у поверхности Земли часто прерывается, а за пределами антициклона восстанавливается. В таких случаях, если длина участка фронтальной зоны, на котором фронт у поверхности Земли отсутствует, не особенно велика (не превышает 500—600 км), то для общего представления о распределении воздушных масс целесообразно и там провести на приземной карте погоды плавную линию, соединяющую участки реально существующего фронта, находящегося в той же фронтальной зоне.

5.9.2. Проведение фронтов на картах барической топографии

Проведение фронтов на картах барической топографии облегчает их анализ на приземной карте погоды и, кроме того, позволяет составить представление о некоторых особенностях пространственной структуры самого фронта: угле наклона, положении верхних компонент фронтов окклюзии, распределении температуры, влажности и ветра в зоне фронта, изменении контраста температуры с высотой, а следовательно, о вертикальной мощности воздушных масс.

Основное значение для определения положения фронтов на высотах имеет поле температуры. Поле геопотенциала, ветер и распределение влажности могут служить лишь дополнительными признаками.

Для анализа фронтов необходимо вычертить на соответствующей карте барической топографии (в основном на карте АТ₈₅₀) изотермы — через 2°С, так как при большем интервале они дают чрезмерно сглаженную картину распределения температуры, часто не позволяющую решить вопрос о положении фронтов.

На высотах фронты представляются более или менее широкой переходной зоной, т. е., строго говоря, не могут быть представлены одной линией. Линию фронта принято проводить внутри переходной зоны там, где горизонтальный градиент температуры наибольший. Естественно, что фронт на большом протяжении не может быть параллелен изотермам, поскольку температура в теплой и холодной массах воздуха на разных участках фронта различна. Эти различия обусловлены географической широтой места, влиянием вертикальных движений воздуха, неоднородным характером подстилающей поверхности и облачности на разных участках фронта.

Восходящие движения воздуха в циклоне и нисходящие в антициклоне влияют на поле температуры так, что на теплом фронте в области циклона проявляется тенденция изотерм к повороту вправо от линии фронта, а на холодном фронте, в зоне нисходящих упорядоченных движений воздуха, — влево (если смотреть вдоль изотерм, оставляя низкие температуры слева).

Влияние неоднородности подстилающей поверхности на температуру на уровне 850 гПа особенно сильно проявляется в По-

лярном бассейне вблизи границы льдов у океанических побережий и в горных районах. Так, при ветрах северных румбов большие контрасты температуры на поверхности 850 гПа часто наблюдаются над Баренцевым и Гренландским морями и северной частью Норвежского моря при явном отсутствии фронта у поверхности Земли. Еще большее влияние оказывает Гренландия. К югу от нее, над Северной Атлантикой, при продолжительных северных ветрах контрасты температуры обычно настолько велики, что создают полное впечатление наличия здесь основного фронта. Отличить их от контрастов, связанных с действительным фронтом, позволяет сравнение карт для двух-трех последовательных сроков наблюдений. В случае влияния орографии зона температурных контрастов остается на одном и том же месте, в случае фронта она перемещается вместе с потоком.

Большие контрасты температуры у побережья часто создаются на Дальнем Востоке и на севере СССР и проявляются главным образом летом, когда суша сильно нагрета, а Ледовитый океан и дальневосточные моря холодны. Эти контрасты хорошо видны при ветре с моря. При ветре с суши на море они обычно не выявляются, поскольку создаются над морем, где наблюдения отсутствуют.

При анализе поля температуры над горными районами необходимо учитывать высоты аэрологических станций над уровнем моря. Если станция лежит на высоте около 1000 м, то дневное нагревание и ночное выхолаживание поверхности почвы в значительной степени определяют температуру на уровне 850 гПа. Например, температура на этом уровне в Ереване, находящемся примерно на высоте 900 м над ур. м., летом в дневные часы, как правило, выше, чем на соседних станциях. На подветренной стороне гор сильно сказывается фёновое нагревание воздуха.

Для фронта окклюзии на поверхности 850 гПа характерен гребень тепла. Однако, обнаружив его на карте, нужно убедиться (до проведения фронта окклюзии), что существование данного гребня обязано процессу окклюдирования циклона. Представление о возможности окклюдирования можно получить по приземным картам погоды.

Использование поля температуры иногда может оказаться недостаточным для заключения о существовании и положении фронта на поверхности 850 гПа. Поэтому при анализе фронтов нужно во всех случаях дополнительно рассматривать поля влажности и ветра.

Из двух характеристик влажности — точки росы и ее дефицита — лучшее представление о положении фронтов дает точка росы.

Изменение точки росы на данной изобарической поверхности в движущемся воздухе зависит в основном от вертикальных движений воздуха и процессов конденсации. Влияние турбулентного переноса водяного пара с поверхности Земли на изменение влажности невелико уже на поверхности 850 гПа, выше оно проявляется

еще слабее. Наиболее существенно влияние нисходящих движений. Они иногда настолько сильно понижают точку росы в теплом воздухе, что ее значения в нем на данной изобарической поверхности становятся ниже, чем в расположенном по соседству холодном воздухе, не испытывающем нисходящего движения. Восходящие движения, сопровождающиеся конденсацией, в меньшей мере меняют точку росы, поскольку вызываемое ими возрастание влажности на данной высоте в той или иной мере компенсируется влиянием конденсации.

Эволюция циклона сопровождается характерной эволюцией поля точки росы на высотах. При образовании волны в теплом воздухе на высотах возникает небольшая по размерам самостоятельная область повышенных значений точки росы. При дальней-

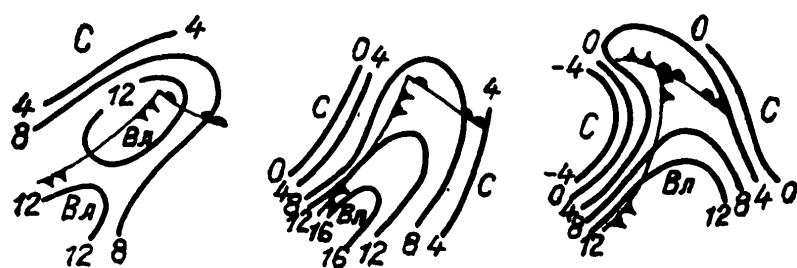


Рис. 5.9.4. Эволюция поля точки росы при развитии циклона.

шем развитии циклона в его теплом секторе появляется язык влажного воздуха, вытянутый в переднюю часть циклона, с вершиной впереди линии теплого фронта у поверхности Земли, примерно совпадающий с внешней границей зоны осадков этого фронта. Вместе с сужением теплого сектора и понижением в нем температуры сужается язык влажного воздуха и понижается точка росы. В дальнейшем наиболее высокие значения точки росы наблюдаются уже вдали от центра циклона, но вытянутый вперед по потоку язык влажного воздуха сохраняется. Его ось располагается вблизи холодного фронта. Схематический пример изменения поля точки росы в процессе развития циклона показан на рис. 5.9.4.

Фронты, на которых выпадают осадки, характеризуются зоной больших контрастов точки росы. Однако положение средней части этой зоны заметно меняется в зависимости от интенсивности осадков и площади их распространения. Максимальный контраст точки росы наблюдается на фронте, если граница зоны осадков примерно совпадает с положением фронта на данном уровне.

Фронт, независимо от наличия или отсутствия на нем осадков, характеризуется длинной узкой полосой повышенных значений точки росы, когда вблизи его в теплом воздухе расположен мощный антициклон. При этом фронт примерно параллелен изогипсам, очерчивающим прилегающую к нему часть антициклона. С другой стороны от фронта наблюдаются низкие значения точки росы, характерные для холодного воздуха. В таких случаях фронт обычно ближе к зоне больших контрастов точки росы, расположенной в холодном воздухе (рис. 5.9.5).

На фронтах горизонтальные градиенты температуры и точки росы направлены в сторону холодного воздуха. В зоне больших контрастов точки росы, обусловленной различием в значениях нисходящих движений внутри одной и той же воздушной массы, значения точки росы убывают от периферии антициклона к его центральной части, температура заметно не меняется либо растет к центральной части антициклона.

Для анализа фронтов может быть использовано и поле дефицита точки росы ($T - T_d$), который в области фронта обычно минимален. Однако следует помнить о большой зависимости дефи-

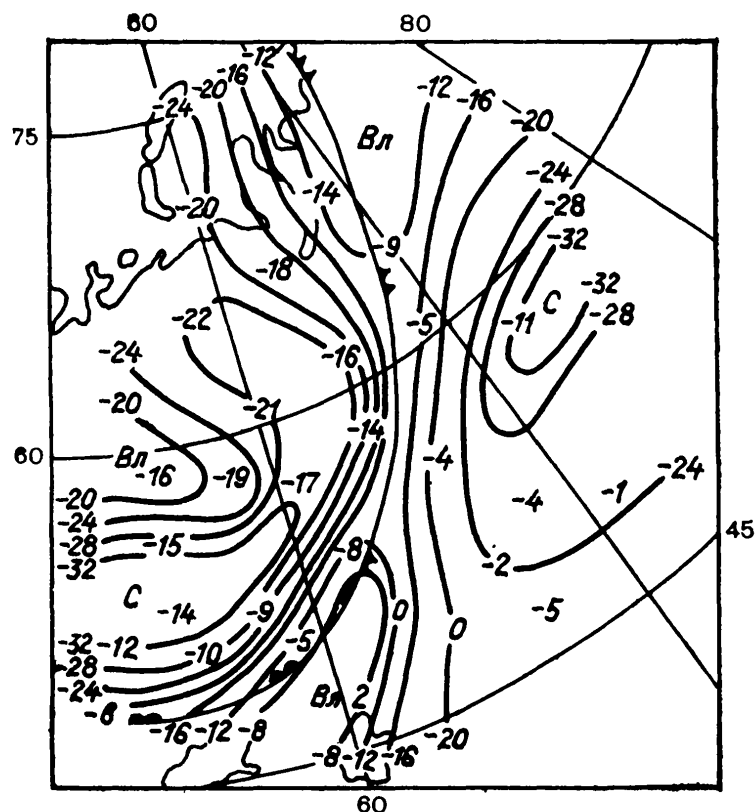


Рис. 5.9.5. Фронт в поле влажности (изолинии точки росы, °С) при наличии антициклона в теплом воздухе. Поверхность 850 гПа, 15 ч 20 февраля 1965 г.

цита точки росы от процесса конденсации. Он близок к нулю всюду, в том числе и вне фронтов, где на данном уровне выпадают осадки или имеется облачность с большой водностью. Разрывы же в значениях дефицита точки росы могут быть и вне фронтов, например у границ облаков.

Ветер и его горизонтальный сдвиг обычно не дают достаточных указаний для проведения фронта на картах барической топографии. Различие в наклоне поверхности фронта и изобарических поверхностей приводит к смещению оси ложбины в сторону холодного воздуха, с высотой она все более отдаляется от фронтальной зоны. Поэтому на поверхности 850 гПа только пологие фронты могут характеризоваться поворотом ветра. На вышележащих основных изобарических поверхностях даже на пологих фронтах поворот ветра наблюдается либо на периферии, либо уже вне пределов фронтальной зоны. Отсутствует и четкая связь между положением фронта и распределением скоростей ветра во фронтальной зоне.

Когда на оси ложбины у поверхности Земли лежит приземный фронт, поворот ветра с высот может создать впечатление о наличии

фронта на более высоких уровнях. Однако отсутствие контраста температуры в подобных случаях указывает на отсутствие фронта на высотах.

5.9.3. Использование фотоснимков с искусственных спутников Земли для анализа фронтов

В настоящее время в синоптической практике нашли применение фотоснимки облачных полей с искусственных спутников Земли (ИСЗ).

На снимках с ИСЗ различаются крупномасштабные облачные полосы, связанные с планетарными волнами в атмосфере, облачные вихри, соответствующие циклонам, и облачные поля атмосферных фронтов, связанных с циклоническими возмущениями.

Атмосферные фронты на фотоснимках с ИСЗ выглядят как многослойные облачные полосы, длина которых составляет обычно несколько тысяч километров, а ширина в зависимости от типа и интенсивности фронтов может колебаться от одной до нескольких сотен километров.

Наиболее четко на фотоснимках прослеживаются холодные фронты, при анализе которых необходимо иметь в виду следующие положения.

На фотоснимках с ИСЗ активным холодным фронтам соответствуют облачные полосы шириной 200—300 км и длиной около 1000 км, яркие как на снимках видимого диапазона, так и на ИК снимках. В системе облачного вихря такой холодный фронт располагается вдоль облачной спирали. Ширина полосы, как правило, уменьшается по мере удаления от центра облачного вихря. Облачные зоны, соответствующие холодным фронтам, отделяются в большинстве случаев безоблачными пространствами от предфронтальной и зафронтальной облачности.

Облачность активных холодных фронтов состоит из кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков, различающихся по яркости и текстуре. На снимках видимого диапазона слоисто-дождевые облака имеют однородный тон, на котором выделяются более яркие пятна кучево-дождевой облачности. Облачные полосы с преобладанием слоистообразных облаков обычно бывают немного шире тех, которые состоят из кучево-дождевых и сопровождающих их облаков других форм.

Малоактивным холодным фронтам над водной поверхностью на фотоснимках соответствуют узкие прерывающиеся облачные полосы, над сушей количество облачности на таких фронтах бывает незначительным. Облачность малоактивных фронтов выглядит яркой на снимках видимого диапазона спектра и серой на ИК снимках. Для таких фронтов характерно также наличие ярких кучево-дождевых облаков, изолированных друг от друга или вытянутых в виде тонких полос.

В термобарическом поле циклона облачные системы холодных фронтов располагаются таким образом, что вблизи его

центра фронтальная полоса почти параллельна изотермам в верхней тропосфере (поверхность 300 гПа), а по мере удаления от него — изотермам в средней и нижней тропосфере (поверхности 500 и 850 гПа).

Линия холодного фронта у поверхности Земли обычно находится в пределах облачной полосы. При этом, если в облачной зоне преобладают слоистообразные (кучевообразные) облака, то линия фронта у земной поверхности располагается вблизи переднего (тылового) края облачной полосы.

Теплые фронты, как правило, хорошо выражены в поле облачности только на ранних стадиях развития циклона и в холодную половину года, поэтому выявить их на космических снимках гораздо труднее, чем холодные. Облака теплого фронта на ИК снимках имеют те же морфологические признаки, что и на снимках видимого диапазона. Преимущество ИК изображений состоит лишь в том, что по ним можно определить положение тыловой границы облачной полосы, так как слоистые облака и туман в теплом воздухе выглядят темнее, чем более высокие фронтальные облака.

Сложность распознавания теплого фронта связана также с большим разнообразием на фотоснимках форм и размеров облачных систем.

Для теплого фронта наиболее типична облачная зона характерной полосной структуры шириной 300—500 км и длиной несколько сотен километров, чаще всего 500—1000 км. Длинные облачные зоны на теплых фронтах наблюдаются весьма редко. Как только начинается процесс окклюдирования циклона, облачная полоса теплого фронта резко сокращается и остается лишь небольшой выступ у точки окклюзии.

Облачная полоса теплого фронта в большинстве случаев однородна и соответствует слоисто-дождевым облакам. В теплое полугодие перед облачной полосой наблюдаются кучевые облака, а за ней в теплом воздухе безоблачно или отдельные конвективные облака, обнаруживаемые на снимках по более ярким пятнам. В холодное полугодие на снимках видимого диапазона часто бывает трудно видеть тыловую границу фронтальной облачности, если она сливается с однородной слоистой облачностью воздушной массы теплого сектора в единый широкий массив облаков, который не имеет характерной для теплого фронта четко выраженной вытянутой полосной структуры.

Облачность, связанная с фронтами окклюзии, на снимках с ИСЗ представляет плотную и яркую полосу шириной около 300 км, имеющую следующие характерные особенности:

а) обычно она имеет форму спирали, фокус которой находится в непосредственной близости или совпадает с центром циклонической циркуляции на уровне облаков;

б) внутренняя граница облачной спирали чаще всего четко выражена, так как за ней почти всегда располагается безоблачная или малооблачная полоса;

в) облачность, связанная с фронтом окклюзии, выглядит одинаково на снимках с ИСЗ. На ИК изображениях яркость облаков уменьшается по направлению к фокусу облачной спирали, где верхняя граница облаков становится ниже. По этой же причине тыловая часть облачной спирали здесь выглядит темнее, чем на снимках видимого диапазона.

Положение точки окклюзии на фотоснимках облачности определяется по наибольшему расширению последней с правой стороны облачной спирали, оставшемуся от теплого фронта. Точку окклюзии можно также обнаружить на границе массива перистых облаков струйного течения, которая как бы отсекает облачную спираль центральной части циклона от основной фронтальной облачности. Точка окклюзии располагается под этим массивом перистых облаков на пересечении края перистых облаков с фронтальной облачностью. Если облачная полоса, проходящая от точки окклюзии, имеет резко очерченную тыловую границу, то фронт окклюзии у земной поверхности проходит вблизи этой границы, если же тыловая сторона облачной полосы размыта, то фронт окклюзии проходит ближе к ее центральной части.

Облачная полоса фронта окклюзии, как правило, располагается в передней части циклона. Зона прояснений за ней совпадает с высотной ложбиной или высотным циклоном и областью холода таким образом, что облачная полоса проходит вдоль термического гребня в нижней половине тропосферы, а ее передняя граница совпадает с осью барического гребня на уровне 500 гПа.

Примеры снимков облачных систем связанных с атмосферными фронтами, приведены на рис. 5.9.6, 5.9.7.

На рис. 5.9.6 показано типичное положение приземных фронтов относительно фронтальных полос в облачном вихре.

В данном примере с центром облачного вихря в точке с координатами 58° с. ш., 0° долготы связаны облачные полосы: теплого фронта от точки *А* (точки окклюзии) до точки *Б*, холодного фронта по дуге *АВГ* и фронта окклюзии от точки *А* до точки *Д* и далее за пределы снимка к центру облачного вихря.

Линия фронта окклюзии и холодного фронта проведена ближе к тыловой стороне облачной полосы, так как на участке фронта окклюзии (*АД*) она четко очерчена, а в зоне холодного фронта (*АВГ*) преобладает кучевая и кучево-дождевая облачность. На этом же снимке, в юго-восточной части, прослеживается еще одна облачная система, связанная с циклоном. Здесь облачная полоса холодного фронта *ЕЖЗ* состоит преимущественно из слоистообразных облаков, поэтому линия фронта проведена ближе к передней части полосы, а облачность теплого фронта деградирует и наблюдается в виде уступа по линии *ЕИ*. В точке *Ж* на холодном фронте прослеживается устойчивая волна.

Квазистационарные фронты, как правило, не связаны с интенсивными бароклинными зонами. Это отражается и на спутниковых фотоснимках облачности. Облачные полосы, соответствующие квазистационарным фронтам, обычно длиннее

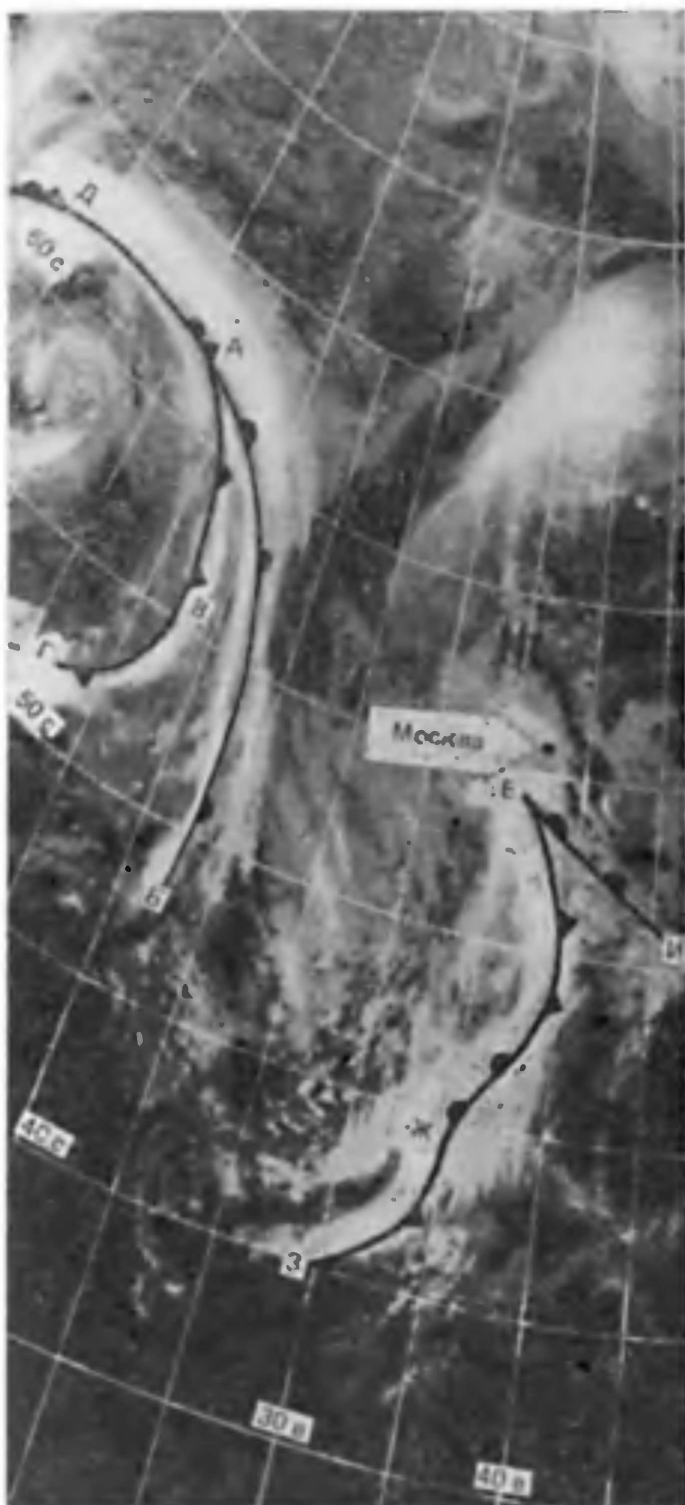


Рис. 5.9.6. Облачные системы различных атмосферных фронтов на ИК снимке 12 сентября 1980 г., 15 ч 50 мин.

АБ, ЕИ — теплые фронты; АВГ—ЕЖЗ — холодные фронты; АД — фронт окклюзии.



Рис. 5.9.7. Облачные системы квазистационарного фронта на ИК снимке 20 октября 1980 г., 5 ч 20 мин.

А и Б — точки вершин устойчивых волн; ГД—ЕЖ — предфронтальные линии неустойчивости; В — зафронтальные линии неустойчивости (вторичные холодные фронты).

быстро движущихся облачных спиралей активных фронтов. Однако их структура часто неоднородна, облачные участки чередуются с безоблачными. Ширина полос составляет 200—300 км. В отличие от движущихся теплого и холодного фронтов, облачная полоса квазистационарного фронта не имеет четко выраженной цикло- или антициклонической кривизны. В случае волнообразования на квазистационарном фронте в облачной полосе заметны лишь незначительные прогибы в сторону теплого и холодного воздуха.

По изображениям облачности на спутниковых фотоснимках представляется возможным квазистационарные фронты разделить на две группы, активные и неактивные. Для активных квазистационарных фронтов характерна широкая облачная полоса. На таких фронтах часто возникают приземные волны, но дальнейшего развития они обычно не получают и перемещаются вдоль фронта. Если воздушный поток на высотах параллелен облачной полосе, то у поверхности Земли фронт проходит по центральной ее части. Если же наблюдается волнообразование, то холодные участки фронта смещаются в сторону теплой воздушной массы. Неактивным квазистационарным фронтам соответствуют облачные полосы, чередующиеся с малооблачными пространствами. Обычной синоптической обстановкой для квазистационарных фронтов является продолжительное существование над континентом блокирующего антициклона, на западной периферии которого устанавливается интенсивный южный поток. В этих случаях облачные системы квазистационарных фронтов имеют меридиональную ориентацию. Иногда фронты задерживаются у горных препятствий. Тогда облачные полосы этих фронтов просматриваются на снимках вдоль горных хребтов и прямая связь с основными циклоническими центрами теряется.

В ряде случаев на спутниковых фотоснимках облачности в теплой воздушной массе параллельно холодному фронту наблюдаются облачные полосы, которые отделены от фронтальной облачности безоблачными зонами шириной 50—100 км. Это предфронтальные линии неустойчивости (шквалов) в теплом секторе. Наиболее интенсивным участкам линий неустойчивости на снимках с ИСЗ соответствуют скопления кучево-дождевых облаков с наковальнями, имеющими яркий тон изображения. В теплое время года на линиях неустойчивости отмечается интенсивная грозовая деятельность с усилениями ветра (шквалами).

Облачные системы, связанные с вторичными фронтами, на снимках с ИСЗ представляют собой спиралевидные облачные полосы шириной от 50 до 200 км, располагающиеся в тыловой части основного облачного вихря. Чаще всего она состоит из кучевых и кучево-дождевых облаков. Линия неустойчивости у земной поверхности обычно проходит позади облачной спирали.

Пример перечисленных облачных систем дан на рис. 5.9.7. Меридионально ориентированная облачная полоса соответствует активному квазистационарному фронту, на котором возникают вол-

новые возмущения. Вершины волн в этой системе находятся в точках *A* и *B*. Эта картина типична для такой синоптической обстановки, когда над восточными районами Европейской территории СССР устанавливается антициклон, который блокирует прохождение фронтов с запада. Возникающие волны на фронте при такой обстановке, как правило, не размываются и с южными потоками на высотах быстро перемещаются в северном направлении.

На этом же рисунке перед холодным участком фронта, в теплом воздухе, четко просматриваются две полосы, состоящие из кучевых и кучево-дождевых облаков (*ГД* и *ЕЖ*), представляющих собой облака линий неустойчивости в теплом воздухе. В области *B* видны три спиралевидные полосы облаков в тылу заполняющегося циклона в точке с координатами 59° с. ш., 22° в. д. Это зафронтальные линии неустойчивости (вторичные холодные фронты) в холодном тыловом воздухе.

5.9.4. Проведение фронтов на комплексных радиолокационных картах

Радиолокационные данные совместно с другими видами информации позволяют уточнить положение атмосферных фронтов. Для этого на комплексную радиолокационную карту следует скопировать положение фронтов с карты погоды соответствующего срока наблюдения и выявить, как согласуется положение фронта с распределением радиоэха облачности и зон осадков (РОЗО). В случае когда РОЗО не согласуется с положением фронта, следует определить причину появления (отсутствия) радиоэха, так как оно может указывать на начало (конец) развития атмосферного процесса, пока еще не прослеживающегося на синоптических картах.

Анализ радиолокационной информации производится одновременно с синоптическими данными. При этом следует учитывать условия формирования облачности и явлений погоды в зоне атмосферных фронтов, эволюцию различных типов фронтов в течение суток. При анализе нужно иметь в виду, что картина радиоэха ливней и гроз (как фронтальных, так и внутримассовых) на экране МРЛ меняется в зависимости от расстояния до них от пункта наблюдения. Одно и то же радиоэхо на большом удалении от МРЛ (150—200 км) представляется в виде отдельных очагов, а по мере приближения увеличивается по площади, отдельные очаги могут слиться в одну зону. Обычно зона облачности, осадков и атмосферных явлений вытянута вдоль фронта. Ширина зоны изменяется в зависимости от удаления от центра циклона. Наибольшей ширины она достигает вблизи центра циклона, наименьшей — в области гребня и антициклона.

В холодное полугодие фронты плохо прослеживаются в поле радиоэха.

Теплый фронт в теплое время года можно обнаружить и проследить по данным МРЛ в области циклона или ложбины.

Основная площадь РОЗО располагается перед линией фронта на приземной карте погоды. Совпадение тыловой границы РОЗО с линией фронта наблюдается, когда тыловая граница осадков (как по данным МРЛ, так и по визуальным наблюдениям) также совпадает с ней. Линия фронта не совпадает с границей РОЗО, если в теплом секторе циклона отмечается выпадение моросящих осадков или развитие полос радиоэха кучевообразных облаков (РКО). Полосы РКО также могут наблюдаться перед фронтом, параллельно линии фронта.

Ширина предфронтальной зоны облачности в среднем составляет 170 км, существенно изменяясь вдоль линии фронта. Вблизи центра циклона она достигает 250—300 км, а на его периферии — всего лишь 40—60 км. Ширина зафронтальной зоны изменяется от 100 км вблизи центра циклона до 50 км на его периферии.

Летом в зонах теплых фронтов хорошо прослеживается суточный ход в изменении площадей радиоэха. В 70 % случаев облачность и осадки наблюдаются ночью и утром. В это время МРЛ обнаруживает грозы и ливневые дожди. К середине дня указанные явления на фронтах почти полностью исчезают, и на картах МРЛ радиоэха отсутствует. Суточный ход в поле облачности и осадков может отсутствовать вблизи центра циклона.

Верхняя граница радиоэха кучево-дождевых облаков с грозами на теплых фронтах может составлять 9—10 км, а верхняя граница слоисто-дождевой облачности колеблется от 3 до 7 км.

Холодные фронты (основные и вторичные) в теплый период года, по данным наблюдений одного МРЛ, прослеживаются в виде изолированных очагов или полос РКО, ориентированных вдоль линии фронта у поверхности Земли. Длина и плотность полос РКО тем больше, чем лучше фронт выражен в поле метеорологических элементов (температуры, ветра, влажности).

В зоне фронта на экране радиолокатора можно проследить от одной до четырех гряд облачности, ширина которых колеблется от 20 до 80 км. Наиболее широкая гряда обычно соответствует приземной линии фронта. Если последняя располагается в глубокой ложбине, то гряды радиоэха на карте МРЛ ориентированы параллельно линии фронта.

На холодных фронтах, располагающихся в слабовыраженных ложбинах и при скорости ветра в нижней тропосфере не более 5 м/с, гряды радиоэха могут располагаться под углом к линии фронта и направлены вдоль потока над ним.

На комплексных картах облачности и атмосферных явлений проследить грядовую структуру облачности в зоне фронта не представляется возможным, так как радиолокационная информация на этих картах обобщается по квадратам¹. Ширина зоны

¹ 60×60 км. Однако, как и на картах одного МРЛ, на комплексных картах гряды радиоэха располагаются по обе стороны холодного фронта.

радиоэха вдоль линии фронта изменяется в зависимости от его расположения относительно центра циклона. Наиболее широкие зоны (150—200 км за фронтом и до 100 км перед ним) наблюдаются в центральной части хорошо развитых циклонов. На периферии циклона ширина РОЗО за фронтом уменьшается и составляет 40—60 км, а перед ним — 20—30 км. Нередки случаи, когда ширина РОЗО перед фронтом и за ним одинакова. На фронтах, располагающихся в барических гребнях, по данным наблюдений МРЛ, обнаруживаются лишь отдельные очаги радиоэха.

В случае возникновения на фронтах волновых возмущений ширина РОЗО у вершины волны значительно (на 50—100 %) превышает его ширину на других участках фронта.

Верхняя граница слоисто-дождевой и кучево-дождевой облачности с ливневым дождем на фронтах почти одинаковая и составляет 5—7 км, а верхняя граница кучево-дождевых облаков с грозами составляет 9—13 км.

Летом в ночное время суток на холодных фронтах в 50 % случаев и более осадки прекращаются и облачность распадается. Днем же в зоне таких фронтов развивается конвективная облачность, сопровождающаяся ливнями и грозами.

Фронту окклюзии у поверхности Земли могут соответствовать отдельные гряды или обширные области радиоэха на картах МРЛ. Гряды располагаются как перед фронтом, так и за ним. Предфронтальные гряды обычно наблюдаются в тех случаях, когда прослеживается теплый участок фронта на уровне 850 гПа. Положение такой гряды совпадает с положением фронта на этой изобарической поверхности.

Если центр циклона располагается вблизи пункта МРЛ, то на радиолокационной карте наблюдаются обширные области радиоэха.

По данным комплексной карты, ширина радиоэха вдоль линии фронта изменяется мало. В среднем она составляет 160 км и изменяется от 40 до 260 км. За фронтом окклюзии ширина РОЗО изменяется от 40 до 90 км. Верхняя граница радиоэха слоисто-дождевой облачности на фронтах окклюзии колеблется от 3 до 7 км, а верхняя граница кучево-дождевых облаков с ливнями — от 6 до 9 км, при грозах она достигает 11 км.

5.9.5. Уточнение положения фронтов с помощью аэрологических диаграмм и вертикальных разрезов

О наличии фронта над данным пунктом можно судить по характеру кривых вертикального распределения температуры воздуха и точки росы на аэрологической диаграмме. На температурной кривой выявляется соответствующий фронту задерживающий слой (инверсии, изотермии или замедленного понижения температуры с высотой). В этом же слое одновременно наблюдается увеличение или малое изменение массовой доли влаги.

Инверсии температуры обычно имеют место, когда поверхность фронта находится на высоте менее 2,5 км над пунктами, расположенными в холодном воздухе недалеко от линии фронта у поверхности Земли. Отличить фронтальную инверсию от инверсии оседания (или радиационной инверсии) можно по характеру кривой распределения точки росы. Последняя испытывает при пересечении фронта изменения, подобные изменениям температуры. Кривые распределения температуры и точки росы с высотой в области фронта иногда сближаются. В теплом воздухе над поверхностью фронта уменьшение влажности с высотой происходит до верхней границы облаков сравнительно медленно, а выше облаков интенсивнее. Ночью над верхней границей облаков возникает радиационная инверсия. При этом на кривой точки росы излома не наблюдается.

Инверсии оседания, в отличие от фронтальных, характеризуются резким уменьшением относительной влажности, начиная со слоя самой инверсии. В области антициклона в теплой массе над поверхностью фронта могут появляться нисходящие движения, приносящие сверху сухой воздух. В таких случаях дефицит точки росы в зоне фронта, как и при инверсии оседания, с высотой увеличивается, тем более что в области антициклона угол наклона фронта мал.

Массовая доля влаги в теплом воздухе над фронтальной поверхностью часто оказывается несколько большей, чем в холодном воздухе под нею, что также может служить признаком фронта.

По высоте, к которой относятся характерные для фронта изломы на кривых вертикального распределения температуры и точки росы, можно приблизительно определить расстояние от данного пункта до линии фронта у поверхности Земли и тем самым уточнить его положение на приземной синоптической карте. Например, полагая тангенс угла наклона фронта равным 0,01, при высоте нижней границы задерживающего слоя на температурной кривой 1 км (и при характерной для фронта кривой точки росы) заключаем, что линия фронта находится в 100 км от пункта зондирования.

Анализ фронтов на пространственном вертикальном разрезе следует производить с учетом их положения у поверхности Земли и реально возможного их наклона. При этом необходимо принимать во внимание также следующие признаки фронтов:

а) указанные выше особенности изменения температуры и влажности с высотой в зоне фронта;

б) большие горизонтальные градиенты температуры, что отражается в крутом наклоне изотерм к соответствующим уровням поверхностям;

в) резкое изменение направления ветра с высотой влево (против хода часовой стрелки) на холодном фронте и вправо (по ходу часовой стрелки) на теплом фронте. В случае стационарных или медленно перемещающихся фронтов направление ветра с высо-

той не изменяется, однако скачкообразно меняется его скорость;
г) наличие фронтальной системы облаков и зон осадков.

Фронтальная поверхность примерно параллельна изотермам псевдопотенциальной температуры.

На вертикальном разрезе фронт следует изображать двумя линиями, соответствующими верхней и нижней его границам.

5.10. Сведения об объективном анализе полей метеорологических величин

Задачей объективного (или численного) анализа является получение взаимно согласованных полей различных метеовеличин в заданной области. Анализ производится с целью нахождения значений метеовеличин в точках регулярной сетки для их последующего использования в схемах численного прогноза, а также для автоматического построения на ЭВМ фактических приземных и высотных карт, используемых в синоптической практике. Анализ производится для той или иной области, определяемой размером синоптической карты: для северного полушария, тропической зоны, южного полушария или любого меньшего района. Объективный анализ является составной частью системы автоматизированной обработки метеорологической информации.

Объективный анализ производится для метеорологических полей как у Земли (или на уровне моря), так и на различных высотах (в частности, на изобарических поверхностях). Из числа приземных метеорологических полей анализируются давление на уровне моря, барическая тенденция, температура воздуха и точка росы (или иные характеристики влажности), температура подстилающей поверхности (суши и моря), влажность почвы и др. Из числа высотных полей анализируются геопотенциал, температура воздуха, точка росы (или дефицит точки росы), ветер на изобарических поверхностях, а также поля облачности (общий балл облачности или количество облачности различных ярусов). Анализ производится также для некоторых особых уровней в атмосфере. В частности, анализируются давление, температура и другие характеристики на уровне тропопаузы (включая ее высоту) или на уровне максимального ветра. Для некоторых специальных применений требуется рассчитывать высоту расположения нулевой изотермы и другие характеристики в свободной атмосфере.

В качестве исходных данных для объективного анализа используются сведения, сообщаемые сухопутными синоптическими станциями (SYNOR), судовые данные (SHIP), данные дрейфующих автоматических буйковых станций (DRIBU), данные температурного и ветрового зондирования атмосферы (TEMP, PILOT) станциями, находящимися на суше, на дрейфующих станциях «Северный полюс» и на кораблях, данные спутникового зондирования температуры и влагосодержания в слоях атмосферы (SAT-TEM), данные о ветре в свободной атмосфере по движению

облаков на основе измерений с геостационарных спутников (SA-TOB), измерения температуры и ветра на разных высотах, производимые с самолетов (AIREP, ASDAR), а также данные других наблюдательных систем, относящиеся как к фиксированным срокам, так и к любым другим моментам времени. Для использования в анализе данные наблюдений предварительно должны подвергаться тщательному контролю и взаимному согласованию.

Наряду с данными наблюдательных систем для анализа при необходимости привлекаются также дополнительные данные «псевдостанций», подготавливаемые вручную синоптиком для районов, важных в отношении развития синоптических процессов, или для районов, не освещенных данными тех наблюдательных средств, которые обрабатываются автоматически. Обычно вручную подготавливаются данные над акваториями океанов, в Полярном бассейне и в некоторых других районах. Для подготовки таких данных используется вся информация, доступная синоптику (включая снимки со спутников), с учетом истории и ожидаемого развития процессов. Участвуя в подготовке (и контроле) исходных данных, синоптик способствует получению необходимых ему в практической работе более точных анализов и прогнозов.

Наконец, при автоматизированной обработке в качестве дополнительных данных используются прогностические поля на момент анализа, данные о климатическом распределении метеовеличин для текущего месяца или сезона и другая информация.

С учетом разнообразия источников информации, отличающихся по содержанию, точности и достоверности сообщаемых данных, весьма важным наряду с контролем является обеспечение взаимного согласования различных видов анализа: например, анализа полей ветра и геопотенциала (давления), анализа на разных изобарических поверхностях, анализа метеовеличин у поверхности Земли (например, давления, температуры) с результатами анализа на высотах и др. С учетом того, что в объективном анализе могут использоваться прогностические поля, анализ и прогноз следует рассматривать как совместно выполняемые и взаимосвязанные элементы единой системы усвоения и обработки данных. При таком соединении анализа и численного прогноза оказывается возможным использование данных наблюдений, произвольно распределенных во времени (не привязанных к стандартным синоптическим срокам), например данных метеорологических спутников, самолетов и др. В целом успешность анализов и прогнозов оказывается взаимозависимой.

Широкое применение в последнее время получил метод анализа, основанный на использовании оптимальной интерполяции, поскольку он в наибольшей мере обеспечивает выполнение ряда указанных выше требований к анализу: возможность использования разнородной информации, характеризующейся различной степенью надежности, получение взаимосогласованных полей различных метеовеличин и др.

Этот метод обеспечивает минимум среднего квадратического отклонения проанализированных величин от фактических (наблюдаемых) в среднем для большого числа ситуаций, для этого широко используются сведения об особенностях пространственной статистической структуры полей различных метеорологических величин, описываемой с помощью автокорреляционных (и взаимокорреляционных) функций.

Оптимальная интерполяция выполняется применительно не к самой метеорологической величине, например геопотенциалу на некоторой изобарической поверхности H , а к его отклонениям H' от нормы \bar{H} . Расчет H' в точке сетки производится по формуле вида

$$H'_0 = p_1 H'_1 + p_2 H'_2 + \dots + p_n H'_n = \sum_{i=1}^n p_i H'_i, \quad (5.10.1)$$

где n — число учитываемых наблюдений, p_i — их веса.

Точность анализа в некоторой точке сетки определяется густотой и расположением наблюдательных станций и значением дисперсии (средней квадратической изменчивости) метеовеличины в рассматриваемом районе. Для области, хорошо освещенной данными наблюдений (например, для европейской части СССР) ошибка анализа не превосходит среднюю ошибку наблюдений; над Полярным бассейном ошибка анализа поля геопотенциала (по данным только о геопотенциале) может достигать 15—17 гп. дам на уровне 500 гПа. Следовательно, в этих районах при анализе необходимо привлекать ту или иную дополнительную информацию (данные о ветре, данные спутников, результаты прогнозов, данные псевдостанций и др.). Наконец, в центральных частях океанов ошибка анализа приближается к значению дисперсии метеовеличин, а поле анализа — к климатическому полю. Здесь также необходимо использовать для анализа ту или иную дополнительную информацию.

При анализе поля геопотенциала в качестве дополнительной информации могут привлекаться данные о ветре. Для этого соотношение (5.10.1) дополняется слагаемыми, содержащими отклонения составляющих скорости ветра от их климатической нормы.

Прогностические данные на момент анализа в качестве дополнительной информации могут быть учтены двояким образом. Один из способов использования этих данных состоит в привлечении прогностического поля в качестве поля норм. Другой способ состоит в использовании прогностического значения в рассматриваемой точке сетки как дополнительного «измерения» (наряду с данными обычных наблюдений). При этом специально учитывается возможная достоверность этого дополнительного измерения; последняя определяется по данным о географическом распределении средних ошибок прогноза, получаемого с помощью используемой прогностической модели.

Для получения согласованных распределений метеовеличин как по поверхности, так и по высоте следует применять методы

трехмерного анализа, где в выражения типа (5.10.1) должны входить данные разных уровней (их отклонения от норм).

Другой применяемый на практике способ обеспечения согласованности анализа по высоте при одновременном использовании данных нижележащих уровней (как более надежных и полных) для уточнения анализа на вышележащих уровнях состоит в следующем. Первоначально производится анализ давления на уровне моря с использованием всех имеющихся данных синоптических наблюдений на сухопутных станциях и на кораблях. На основе этого анализа с использованием анализа приземной температуры рассчитывается анализ высоты поверхности 1000 гПа. Далее вместо интерполяции отклонений высот изобарических поверхностей производится горизонтальная интерполяция отклонений от нормы значений OT_{1000}^{850} , OT_{1000}^{700} и др. на основании анализа которых рассчитываются высоты абсолютной топографии необходимых уровней.

При анализе полей геопотенциала и влажности в свободной атмосфере в районах с редкой сетью обычных наблюдений необходимо использовать данные спутникового зондирования. При включении спутниковых данных в объективный анализ (наряду с данными радиозондирования) принимается во внимание то, что они имеют меньшую достоверность по сравнению с данными радиозондирования. Учитывается также наличие сдвига по времени момента спутниковых измерений относительно стандартного срока наблюдений, к которому относится анализ.

Спутниковые данные, так или иначе приведенные к моменту анализа, могут быть включены в дальнейший расчет различными способами.

В сводках SATEM сообщаются значения не абсолютного, а относительного геопотенциала, причем в качестве нижнего уровня отсчета принимается высота какой-либо изобарической поверхности (чаще всего 1000 гПа). В связи с этим один из применяемых способов включения спутниковых данных в анализ реализуется при «послойном» анализе геопотенциала (см. выше). В качестве исходных данных непосредственно используются сведения о толщинах слоев, содержащиеся в сводках SATEM, без предварительного расчета высот АТ.

Сводки SATEM содержат также данные о влагосодержании в слоях и сведения о температуре подстилающей поверхности. По этим данным могут быть рассчитаны значения точки росы на изобарических поверхностях, которые затем включаются в анализ влажности на высотах обычным порядком наряду с данными о влажности, известными по результатам радиозондирования.

Все используемые при анализе данные должны подвергаться контролю. Задачей контроля является обнаружение и исключение (или при возможности исправление) ошибочных данных. Обычно контроль выполняется в несколько этапов. Первый из них состоит в исключении грубо-ошибочных данных, заведомо выходя-

щих за пределы допустимых для данной метеовеличины отклонений от климатической нормы для соответствующего сезона (климатический контроль). В качестве допустимого отклонения принимается величина $\pm n\sigma$, где σ — среднее квадратическое отклонение метеовеличины от нормы (зависящее от географического положения проверяемой станции и от сезона), а величина n для различных типов наблюдений и различных метеовеличин принимается в пределах от 3 до 6. При использовании в качестве норм прогностического поля на момент наблюдений аналогичным образом производится проверка на допустимое отклонение сообщаемой величины от прогностического поля в соответствующем пункте.

Дальнейшие этапы обеспечивают более детальный контроль данных. Аэрологические (и спутниковые) данные проверяются на согласованность по высоте (вертикальный контроль). Для данных радиозондирования о геопотенциале и температуре на изобарических поверхностях этот вид контроля осуществляется следующим образом. Для проверяемой станции по сообщенным данным о температуре на изобарических поверхностях с помощью барометрической формулы рассчитываются толщины слоев, заключенных между соседними поверхностями. Толщины слоев, рассчитанные по данным о температуре, сравниваются с толщинами, находимыми как разности сообщенных высот соседних изобарических поверхностей. Различия (невязки) между толщинами слоев, вычисленными тем и другим способами, сравниваются с заранее заданными допустимыми невязками для каждого слоя. Допустимыми невязками учитывается возможное отклонение рассчитанных толщин слоев от наблюдавшихся вследствие неравномерного изменения температуры с высотой в пределах проверяемого слоя. Если невязки, рассчитанные для одного или нескольких соседних слоев, оказываются больше допустимых, то признается наличие ошибки в данных. В ряде случаев по соотношению значений невязок в соседних слоях оказывается возможным определить, какой элемент (температура или геопотенциал) и на котором из уровней сообщен с ошибкой, и далее по значениям невязок исправить ошибочную величину. Так, в частности, обнаруживаются и исправляются случайные ошибки кодирования или ошибки вычислений, произведенных на станции, а также ошибки, возникшие при передаче данных по системе связи.

Применяются и другие варианты контроля согласованности данных о какой-либо метеовеличине на разных уровнях. Один из них основан на сравнении сообщенного значения метеовеличины на каком-либо уровне с ее значением, найденным с помощью интерполяции по высоте с учетом данных на двух соседних уровнях: выше- и нижележащем. (Интерполируются не сами значения метеовеличины, а их отклонения от нормы). По соотношению невязок оказывается возможным установить, на котором из уровней данные ошибочны. Такой способ вертикального статистического контроля особенно полезен, если в проверяемом сообщении имеются данные только об одной метеорологической величине

(например, только о толщинах слоев в спутниковых сообщениях) и нет данных о других величинах, по которым проверяемая величина могла бы быть определена независимо.

Далее производится так называемый горизонтальный контроль данных. Он состоит в том, что данные некоторой станции сравниваются с результатом оптимальной интерполяции соответствующей метеовеличины в пункт расположения проверяемой станции, произведенной по данным окружающих станций. Интерполяция производится обычными средствами объективного анализа. Расхождение δ между сообщенным и проинтерполированным значениями метеовеличины сравнивается с допустимым расхождением Δ .

Допустимое расхождение Δ для проверяемой станции принимается тем большим, чем выше изменчивость (дисперсия) метеовеличины в данном районе и чем больше ошибка измерения и возможная ошибка интерполяции (определяемая густотой сети станций в окрестности проверяемой станции). В случае если расхождение между проанализированным и сообщенным значениями на некоторой станции оказывается больше допустимого ($\delta > \Delta$), то прежде чем принять решение об ошибочности сообщенных данных, проводится ряд дополнительных проб, имеющих целью проверить, не возникло ли большое расхождение между сообщенным и проанализированным значениями вследствие ошибки на одной из окружающих станций из числа тех, данные которых были использованы для интерполяции. Для установления этого производятся повторные интерполяции, но каждый раз при исключении поочередно одной из влияющих станций.

Описанный способ горизонтального контроля применяется для проверки данных, относящихся к одному уровню, например данных синоптических станций (судовых и сухопутных). Так контролируются данные о приземном давлении, барической тенденции, температуре воздуха, влажности воздуха у поверхности Земли и на высотах и др. Во всех случаях при контроле принимаются специальные меры, чтобы избежать необоснованного исключения физически реальных экстремальных значений и исключить ошибочные данные на трудно проверяемых изолированных станциях и кораблях. Так, при контроле приземных наблюдений ставится условие, согласно которому экстремально низкие значения давления должны дополнительно подтверждаться наличием каких-либо других признаков и элементов погоды, сопутствующих экстремально низкому давлению: сильных ветров, значительных барических тенденций, облачности и др. Особое внимание уделяется проверке данных судовых наблюдений. Здесь прежде всего проверяется реальность сообщенных координат судна: не принадлежат ли они ошибочно области суши, согласуются ли с предшествующим положением того же судна и др. При использовании в анализе судовых данных о барической тенденции в эти данные вносится поправка на скорость судна в областях больших градиентов давления.

При контроле данных радиозондирования и контроле спутниковых данных о толщинах слоев наиболее эффективным является совместное (комплексное) использование средств вертикального и горизонтального контроля, при котором критерии любого из них зависят от результатов другого. Наконец, привлечение данных предыдущих наблюдений на проверяемой станции является дополнительным элементом в системе комплексного контроля.

Важным средством контроля любых данных (особенно в районах, плохо освещенных наблюдениями) является просмотр и корректировка данных синоптиком. Для возможности участия синоптика в контроле и корректировке данных организуется выдача из ЭВМ на экран дисплея (или иными средствами) сведений о данных, в отношении которых запрограммированные методики первичной обработки и контроля не смогли принять однозначного решения. Если в отношении таких сомнительных данных синоптик в состоянии принять обоснованное решение, он может (при наличии необходимых технических средств) исправить данные в памяти ЭВМ или ввести исправленные данные в виде информации псевдостанции. Нередко корректировка может свестись к замене какой-либо одной ошибочной цифры в данных (в индексе станции, в кодировке направления ветра или знака температуры и т. п.). Подобного типа участие специалиста желательно и на более ранней стадии автоматической обработки данных — при опознавании на ЭВМ заголовков сводок. Здесь участие специалиста может предотвратить потерю сводки с искаженным заголовком.

Глава 6

Прогноз возникновения, эволюции и перемещения барических образований

6.1. Общие сведения о циклонах, антициклонах и их структуре

Характерной формой крупномасштабных движений атмосферы является зональный перенос воздушных масс. Однако такой тип движения отражается лишь на средних картах воздушных течений в свободной атмосфере за большой период осреднения (сезон, месяц). С уменьшением периода зональность движения становится менее выраженной, а на ежедневных картах погоды она далеко не всегда обнаруживается даже по картам топографии высоких изобарических поверхностей (200 и 100 гПа). В приземном же слое атмосферы зональность четко не обнаруживается даже по средним месячным климатическим данным.

В свободной атмосфере возмущения зональной циркуляции выражены в барическом поле в виде гребней и ложбин, в которых при благоприятных условиях появляются области с замкнутыми изогипсами — циклоны и антициклоны. В нижних слоях атмосферы барическое поле имеет более сложную структуру.

Самые обширные циклоны в северном полушарии обычно наблюдаются на севере Атлантического и Тихого океанов. Повторяемость их зависит от времени года и географического района. В среднем в северном полушарии циклоны над европейской частью континента более часты зимой, а над азиатской — летом. Циклоны могут занимать большие площади и иметь диаметр 2—3 тыс. км и более.

Антициклоны могут занимать площади, сравнимые с размерами материков. Над материками они лучше развиты зимой. Над океанами имеется тенденция к более интенсивному развитию антициклонов летом в субтропических широтах. Однако азорский антициклон имеет вторичный максимум в январе.

Градиент давления от центра циклона (антициклона) к его периферии возрастает, достигая наибольших значений в циклоне чаще всего в передней и тыловой частях, а в антициклоне, как правило, — в передней части.

Конвергенция скорости ветра в нижних слоях атмосферы обуславливает в циклонических областях преобладание восходящих движений воздуха, обычно наиболее интенсивных в зонах атмосферных фронтов, что приводит к конденсации водяного пара, образованию облаков и осадков. В антициклоне же в нижних слоях воздух перемещается из его центральной части к периферии, что приводит к нисходящим движениям воздуха, к преобладанию малооблачной и сухой погоды и к образованию инверсий температуры на разных уровнях (летом преимущественно в восточной части антициклонов). Зимой и глубокой осенью интенсивность инверсий в приземных слоях усиливается в связи с выхолаживанием здесь воздуха.

Распределение температуры в циклонах и антициклонах у поверхности Земли и в свободной атмосфере асимметрично. В молодых циклонах, когда линия фронта проходит через центральную часть возмущения, наблюдается наибольшая температурная асимметрия. По мере окклюдирования циклонов асимметрия уменьшается, при этом скорость их перемещения также уменьшается. Циклоны и антициклоны, утратившие термическую асимметрию, обычно малоподвижны.

Рассматривая структуру термобарического поля циклона (антициклона), следует иметь в виду, что между барическими полями на нижней и верхней границах какого-либо слоя атмосферы и распределением средней температуры этого слоя существует тесная связь, которая может быть выражена следующим векторным соотношением:

$$\text{grad } H_p = \text{grad } H_{p_0} + R \ln \frac{p_0}{p} \text{ grad } \bar{T}, \quad (6.1.1)$$

где $\text{grad } H_P$ и $\text{grad } H_{p_0}$ — векторы градиента геопотенциала на изобарических поверхностях P и p_0 соответственно; $\text{grad } \bar{T}$ — вектор градиента средней температуры слоя, ограниченного этими же поверхностями; R — газовая постоянная воздуха.

Основываясь на соотношении (6.1.1) и учитывая прямую связь между \bar{T} и относительным геопотенциалом $H_{p_0}^P = R\bar{T} \ln \frac{p_0}{P}$,

нетрудно описать характерную картину изменения с высотой термобарического поля в различных стадиях развития циклона (антициклона).

Наибольший интерес представляет структура термобарического поля термически резко асимметричных циклонов (антициклонов). Она характеризуется следующими особенностями:

1. В тыловой части циклона (смотря по направлению его перемещения) и в передней части антициклона изотермы направлены влево от изогипс AT_{1000} (или приземных изобар), изогипсы (геострофического ветра) отклоняются с высотой влево и имеет место адвекция холода.

2. В передней части циклона и в тыловой части антициклона изотермы направлены вправо от изогипс AT_{1000} , изогипсы отклоняются с высотой вправо и имеет место адвекция тепла.

3. В теплой (правой) части циклона и холодной (левой) части антициклона изотермы и изогипсы AT_{1000} имеют примерно одинаковое направление, поэтому градиенты геопотенциала с высотой увеличиваются. Направление же изогипс различных поверхностей остается примерно одинаковым. Ветер с высотой мало меняет свое направление, а его скорость увеличивается; адвективные изменения температуры здесь малы.

4. В холодной (левой) части циклона и теплой (правой) части антициклона изотермы и изогипсы AT_{1000} направлены в противоположные стороны, поэтому здесь до некоторого уровня,

для которого выполняется условие $R \text{grad } \bar{T} \ln \frac{p_0}{P} = - \text{grad } H_{p_0}$,

градиент геопотенциала и скорость ветра с высотой уменьшаются до нуля, а выше они увеличиваются. Направление ветра выше указанного уровня становится противоположным его направлению в нижних слоях. Адвективные изменения температуры в этих частях циклона и антициклона малы.

5. В центре циклона (антициклона) горизонтальный градиент абсолютного геопотенциала равен нулю, а градиент температуры отличен от него. Над приземным барическим центром градиент абсолютного геопотенциала с высотой увеличивается, а изогипсы AT совпадают с изотермами нижележащего слоя и имеют одинаковую с ним густоту. Поэтому геострофический ветер на каком-либо уровне над приземным центром равен термическому ветру нижележащего слоя и адвективные изменения температуры здесь отсутствуют.

Известно, что с высотой характер циркуляции в циклонах и антициклонах изменяется. Эти изменения можно описать, используя известное соотношение

$$\Delta H_P = \Delta H_{p_0} + R \ln \frac{p_0}{P} \Delta \bar{T}, \quad (6.1.2)$$

где ΔH_P и ΔH_{p_0} — лапласианы геопотенциала изобарических поверхностей P и p_0 ; $\Delta \bar{T}$ — лапласиан средней температуры слоя, ограниченного поверхностями P и p_0 . Лапласиан ΔH пропорционален геострофическому вихрю скорости ветра, поэтому он характеризует интенсивность циклонической (при $\Delta H > 0$) или антициклонической (при $\Delta H < 0$) циркуляции на данной изобарической поверхности.

Лапласиан же $\Delta \bar{T}$, если пренебречь обычно малым изменением градиента температуры по нормали к изотермам, равен $\Delta \bar{T} \approx T_v K_T$ (T_v — горизонтальный градиент температуры, K_T — кривизна изотерм — положительная в ложбинах холода и отрицательная в гребнях тепла). Тогда в термических гребнях $\Delta \bar{T} < 0$, а в термических ложбинах $\Delta \bar{T} > 0$.

Принимая во внимание, что над центральной частью термически асимметричного циклона изотермы обычно имеют форму гребня, а над центральной частью антициклона — форму ложбины и что зона наибольшего градиента температуры вышележащего слоя смещена влево от центра циклона, придем к следующим заключениям:

1. Над центральной частью циклона ($\Delta \bar{T} < 0$) циклонический вихрь геострофического ветра (стало быть, степень циклоничности движения) с высотой уменьшается и на некоторой высоте может смениться антициклоническим вихрем. Над тыловой же частью циклона, где изотермы имеют форму ложбины ($\Delta \bar{T} > 0$), циклонический вихрь геострофического ветра с высотой возрастает; барическое поле с высотой приобретает все более отчетливый циклонический характер.

2. Над центральной частью антициклона ($\Delta \bar{T} > 0$) антициклонический вихрь геострофического ветра (т. е. степень антициклоничности движения) с высотой уменьшается и на некоторой высоте может перейти в циклонический. Над тыловой же частью антициклона, где изотермы имеют форму гребня ($\Delta \bar{T} < 0$), антициклонический вихрь геострофического ветра с высотой возрастает, барическое поле приобретает с высотой все более отчетливый антициклонический характер.

Таким образом, соответственно асимметричному распределению температуры центры циклонов с высотой смещаются в сторону низких температур (областей холода), а центры антициклонов — в сторону высоких температур (областей тепла) и пространственные оси барических образований не являются вертикальными. По мере развития барического образования усиливается соответствующая ему циклоническая или антициклоническая цир-

куляция в средних и верхних слоях тропосферы; наклон (к горизонту) пространственных осей со временем увеличивается. Центры холодного, утратившего термическую осимметрию циклона на различных высотах совмещаются друг с другом и с приземным центром.

6.2. Циклоны в поле облачности на снимках с метеорологических искусственных спутников Земли

В настоящее время в синоптическом анализе широкое применение нашли снимки облачного покрова (в видимом и инфракрасном участках спектра), получаемые с помощью метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ). Каждому барическому образованию присуща характерная для него облачная система, детали которой на спутниковых снимках обнаруживаются в зависимости от разрешающей способности аппаратуры, установленной на спутнике.

Наибольший интерес представляют облачные системы циклонов. Они появляются с момента возникновения циклона и изменяются одновременно с его развитием, причем таким образом, что каждой стадии циклона соответствует вполне определенный, характерный только для нее рисунок облачности. Это очень важно, так как обычный, традиционный анализ карт погоды по данным сети станций иногда не дает возможности обнаружить момент возникновения циклона, установить начало его окклюдирования и заполнения.

На рис. 6.2.1 представлены примеры облачных полей циклонов в разных стадиях развития. Согласно рекомендации ВМО, выделено шесть таких стадий: волны, молодого циклона, циклона в стадии максимального развития, окклюдирующегося циклона, окклюдированного циклона и циклона в стадии заполнения.

Фронтальная облачная полоса в месте возникновения волны расширяется и несколько искривляется у вершины волны (рис. 6.2.1 *а*). Деформация фронтальной облачной полосы происходит за счет усиления адвекции холода в тылу формирующейся волны и адвекции тепла в ее передней части. По мере развития циклона деформация фронтальной облачной полосы увеличивается (рис. 6.2.1 *б*). Наступающий процесс окклюдирования приводит к сближению облачных полос теплого и холодного фронтов и образованию облачной спирали фронта окклюзии, которая по мере окклюдирования циклона все больше закручивается (рис. 6.2.1 *в—д*). Окклюдированному, заполняющемуся циклону соответствует или спираль из слоистообразной облачности, имеющая на снимке темно-серый и серый тон изображения (рис. 6.2.1 *е*), или несколько сходящихся к центру узких облачных гряд кучевообразной облачности светло-серого и белого тона (рис. 6.2.1 *ж*).

Особую, непохожую на только что описанную и представленную на рис. 6.2.1 *а—ж* структуру облачного поля имеют ныряющие

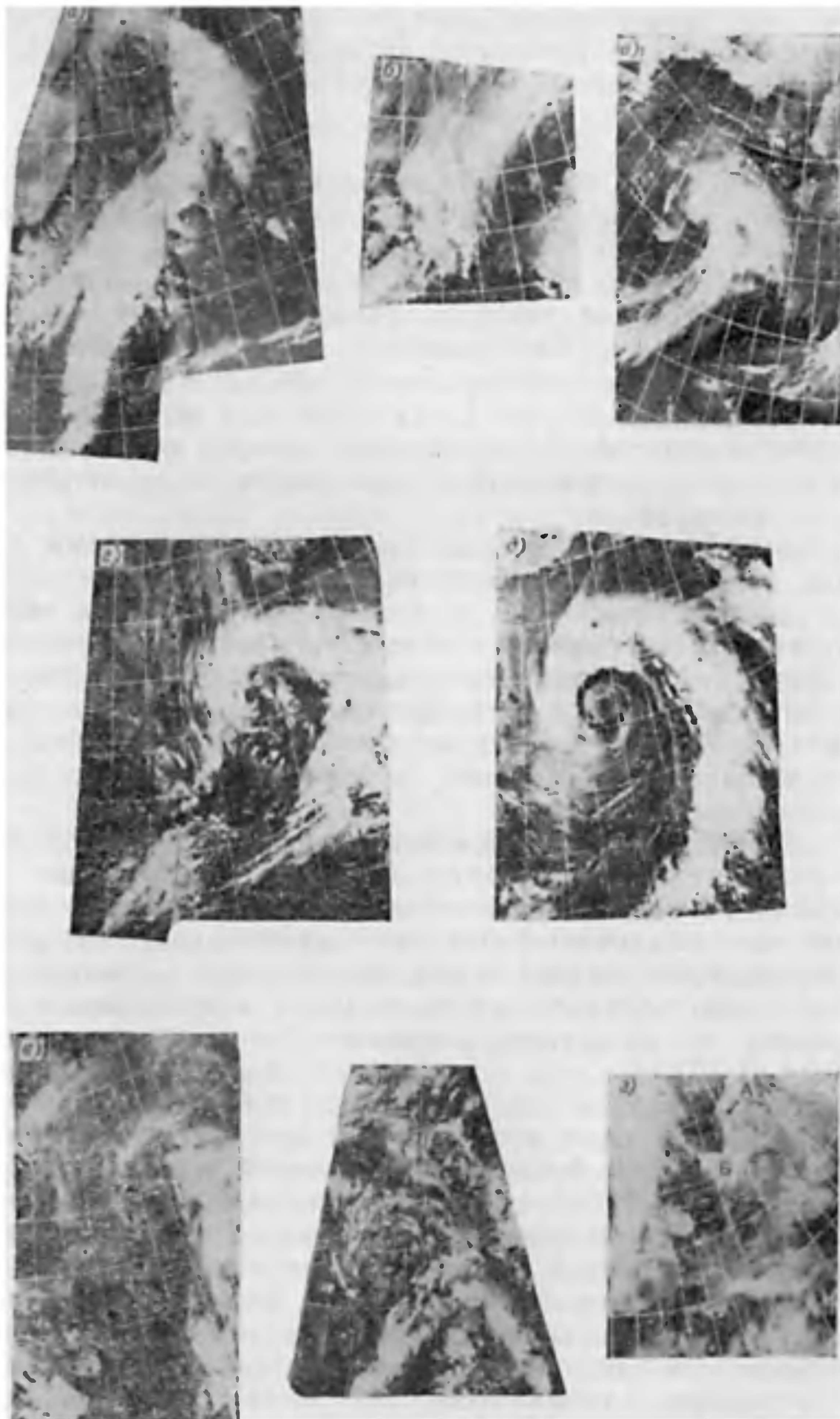


Рис. 6.2.1. Облачность циклона в разных стадиях развития.

а) волна; *б)* молодой циклон; *в)* циклон в максимальной стадии развития; *г)* окклюдирующий циклон; *д)* окклюдированный циклон; *е* и *ж)* заполняющийся циклон; *з)* ныряющий циклон: *А* — голова вихря, *Б* — основная масса облачного вихря.

циклоны (рис. 6.2.13). Голова облачного вихря этих циклонов (А), как правило, характеризуется малыми размерами и слабой завихренностью, располагается в северной и северо-западной части облачного массива. Южная часть облачного массива представляет собой щит плотной слоистообразной облачности (Б) с выбросами перистых облаков в южном или юго-восточном направлении.

Имеют свои особенности и облачные образования орографических циклонов (например, Северного Кавказа, юга Скандинавии), местных (термических) циклонов, возникающих под влиянием неоднородности поля температуры подстилающей поверхности (например, зимой над Черным, Каспийским морями), средиземноморских циклонов.

6.3. Прогноз возникновения барических образований и их эволюции

6.3.1. Общие условия цикло- и антициклогенеза

В подавляющем большинстве случаев циклоны и антициклоны возникают в зоне основных атмосферных фронтов. У поверхности Земли циклоны чаще всего образуются в результате развития волновых возмущений, реже — у точек окклюзии, а антициклоны — в холодном воздухе недалеко от линии фронта.

Необходимым условием образования циклона (антициклона) является неравномерность (по площади) изменения давления в каком-либо районе, при которой здесь положительный лапласиан давления (в случае циклона) и отрицательный лапласиан (в случае антициклона) увеличивается со временем по абсолют-

ному значению ($\frac{\partial}{\partial t} \Delta p_0 > 0$ в случае циклогенеза, $\frac{\partial}{\partial t} \Delta p_0 < 0$ в случае антициклогенеза).

Изменение со временем лапласиана от геопотенциала H , т. е. интенсивности циклонической (при $\Delta H > 0$) или антициклонической (при $\Delta H < 0$) циркуляции в данном районе описывается следующим приближенным соотношением:

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta H_p = \frac{1}{l} (H, \Delta H)_p - l^2 D_p - R \ln \frac{p}{P} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T}, \quad (6.3.1)$$

где $\frac{\partial}{\partial t} \Delta H_p$ — изменение лапласиана от геопотенциала рассматриваемой изобарической поверхности с давлением p ; l — параметр Кориолиса; D — дивергенция скорости на изобарической поверхности с давлением P (обычно 700 или 500 гПа) в средних слоях атмосферы; $\Delta \bar{T}$ — лапласиан средней температуры слоя, ограниченного поверхностями p и P . Из этого соотношения следует,

что изменение со временем интенсивности циклонической (антициклонической) циркуляции в данном районе на изобарической поверхности p определяется горизонтальным переносом вихря на поверхности 700 или 500 гПа (первое слагаемое правой части формулы (6.3.1)), горизонтальной дивергенцией скорости ветра на этой же поверхности (второе слагаемое) и изменением со временем лапласиана средней температуры слоя между поверхностями p и P (третье слагаемое).

Из соотношения (6.3.1) вытекают следующие выводы:

1. Перенос вихря $(H, \Delta H)_p$ благоприятствует возникновению циклона у поверхности Земли, если в данном районе он отрицательный по знаку $(H_n \frac{\partial}{\partial s} \Delta H)_p < 0$; H_n — градиент геопотенциала H , а $\frac{\partial}{\partial s} \Delta H_p$ — изменение лапласиана от H по направлению

потока на уровне 700 или 500 гПа) и большой по значению. Следовательно, благоприятные условия для образования циклона создаются там, где высотное барическое поле характеризуется циклонически искривленными изогипсами, кривизна которых по течению уменьшается, а градиент геопотенциала (H_n) достаточно велик, т. е. в передних частях высотных барических ложбин.

2. Дивергенция скорости ветра на поверхности 700 или 500 гПа также играет определенную роль в цикло- и антициклогенезе у поверхности Земли. Конвергенция (т. е. отрицательная дивергенция) скорости ветра способствует циклогенезу, а положительная дивергенция — антициклогенезу. Но практическое определение дивергенции $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ с необходимой точностью часто вызывает затруднения или оказывается невозможно.

3. Поскольку при малой кривизне изотерм (K_T) при возникновении циклона или антициклона $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} \approx T_v \frac{\partial K_T}{\partial t}$, следует,

что возникновение и усиление термического гребня $(\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} < 0)$ способствует возникновению циклона у поверхности Земли, а возникновение и усиление термической ложбины $(\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} > 0)$ благоприятствует возникновению антициклона. При

прочих равных условиях цикло- и антициклогенез вероятнее там, где контраст температуры T_v больше, так как изменение циркуляции пропорционально этому контрасту.

Поскольку в формуле (6.3.1) символ p относится к любой рассматриваемой изобарической поверхности, из этой формулы вытекает роль различных факторов в изменении циркуляции, в частности в цикло- и антициклогенезе, не только у поверхности Земли, но и на высотах. В связи с неодинаковым вкладом фактора

$$\ln \frac{p}{P} - \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T}$$

изменение циркуляции со временем на различных высотах тоже неодинаково: изменение лапласиана $\ln \frac{p}{P}$, обусловленного этим фактором, уменьшается с высотой до уровня 700 или 500 гПа, где $\ln \frac{p}{P} = 0$. Выше этого уровня знак изменения лапласиана от H , обусловленного фактором $\ln \frac{p}{P} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T}$, меняется на противо

положный. Это значит, что усиление термического гребня между уровнями с давлением p и P , приводящее к увеличению циклоничности в нижних слоях, в то же время благоприятствует увеличению антициклоничности или уменьшению циклоничности в верхних слоях. Усиление же термической ложбины $\left(\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} > 0 \right)$ приводит к обратному эффекту.

6.3.2. Прогноз возникновения барических образований у поверхности Земли

Рассмотренные в предыдущем разделе общие факторы цикло- и антициклогенеза играют значительную роль в возникновении в том или другом районе циклона или антициклона. Однако возникновение циклонов и антициклонов представляет собой сложный процесс, не укладывающийся в полной мере в рамки известных общих факторов изменения давления. Специфика возникновения циклонов и антициклонов состоит в переходе циркуляции в иное качественное состояние: движение теряет устойчивость в смысле роста со временем амплитуды волнового возмущения на фронте и появления в результате этого в общем потоке замкнутых ячеек циркуляции. При теоретическом анализе этого явления ввиду его сложности предпринимаются всякого рода упрощения. До сих пор не найдены более или менее надежные критерии, которые бы на практике однозначно указывали на потерю устойчивости возмущений на атмосферных фронтах. Поэтому прогноз возникновения барических образований почти всегда связан с большими трудностями. Из совместного рассмотрения характера и структуры термобарических полей и атмосферных фронтов, термодинамического их анализа, распределения барических тенденций и характера приземного барического поля относительно легче бывает определить лишь наиболее вероятные районы цикло- и антициклогенеза.

Как уже говорилось, наиболее часто циклоны и антициклоны возникают в зоне основных атмосферных фронтов. Циклоны образуются главным образом на холодных малоподвижных и стационарных фронтах либо у точек окклюзии старых циклонов, реже

на теплых фронтах. Характерным признаком возможного образования циклона служит появление на фронте волны, для развития которой в циклонический вихрь должны быть благоприятные условия. Поэтому при прогнозе возникновения циклона необходимо, с учетом сказанного в предыдущем разделе, принимать во внимание следующие положения:

1. Термобарическое поле тропосферы должно способствовать понижению давления у поверхности Земли в зоне возникшей волны. Условия для падения давления согласно соотношению (6.3.1) создаются в передней части ложбины (рис. 6.3.1, заштрихованная зона).

2. Наличие высотной фронтальной зоны с большими горизонтальными градиентами геопотенциала (H_n) и температуры (T_v),

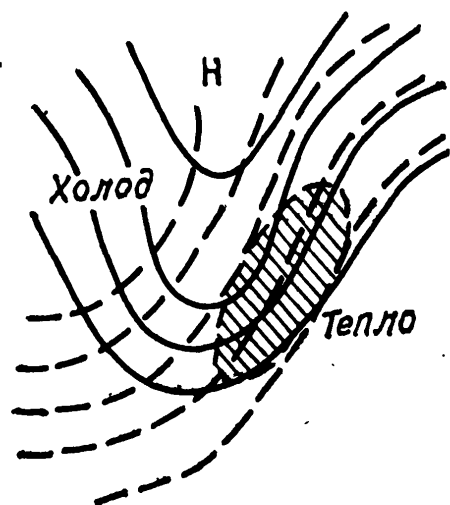


Рис. 6.3.1. Схема термобарического поля тропосферы, благоприятного для циклогенеза.

а также наличие струйного течения способствуют циклогенезу.

3. Оформлению нового циклона способствуют малоградиентные барические поля у поверхности Земли в области волнового возмущения, когда здесь наблюдаются отрицательные барические тенденции, захватывающие центральную часть волнового возмущения.

4. Циклоны у точки окклюзии возникают сравнительно часто, но редко развиваются в глубокие циклоны, поскольку у точки окклюзии значения H_n и T_v редко достигают больших значений и не всегда структура термобарического поля благоприятна значительному падению давления у поверхности Земли. Признаком возможного образования циклона у точки окклюзии служит смещение области падения давления на периферию существующего циклона, в область с относительно малыми барическими градиентами у поверхности Земли.

5. Одним из условий возможного возникновения циклона и эволюции термобарического поля является наличие адвекции холода в тылу возмущения, превышающей адвекцию тепла в передней части, т. е. такое распределение адвекции, при котором обостряется гребень тепла.

Соотношение (6.3.1) позволяет выявить общие условия, благоприятные и для антициклогенеза: отрицательная адвекция вихря скорости в средней тропосфере, положительное значение ди-

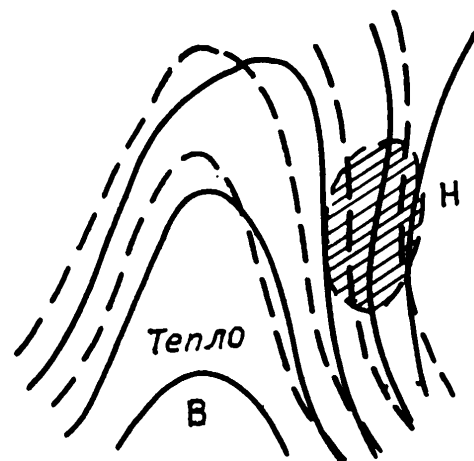


Рис. 6.3.2. Схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для антициклогенеза.

вергенции скорости ветра D_p , увеличение со временем лапласиана средней температуры слоя, т. е. $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} > 0$. Такие условия создаются при термобарическом поле, представленном на рис. 6.3.2, на котором область роста давления заштрихована. Вероятность возникновения антициклона повышается, если значительный рост давления происходит в районе, где барический градиент мал.

6.3.3. Использование снимков с ИСЗ для прогноза возникновения барических образований

Обнаружить циклогенетические ситуации путем анализа термобарических полей часто бывает достаточно сложно. В ряде случаев здесь помогает анализ структуры и формы облачных полей на снимках с ИСЗ. Такой анализ позволяет более надежно предсказать место и время зарождения циклона. В результате исследований облачных полей были выделены следующие ситуации, при которых возникновение и/или развитие существующего циклона (циклогенез) относительно более вероятно:

- волновой изгиб фронтальной облачной полосы (рис. 6.3.3 а);
- шапка-щит перистых облаков, изолированная (рис. 6.3.3 б) или в зоне фронта (рис. 6.3.3 в);
- массив перистых облаков в виде веера (факела) на северном конце облачной полосы или изолированный (рис. 6.3.3 г), а также в виде булавы (рис. 6.3.3 д);
- массив развивающихся кучевообразных и кучево-дождевых облаков (рис. 6.3.3 е);
- вторичный облачный вихрь за холодным фронтом в системе глубокого циклона (рис. 6.3.3 ж). Возникновение циклона

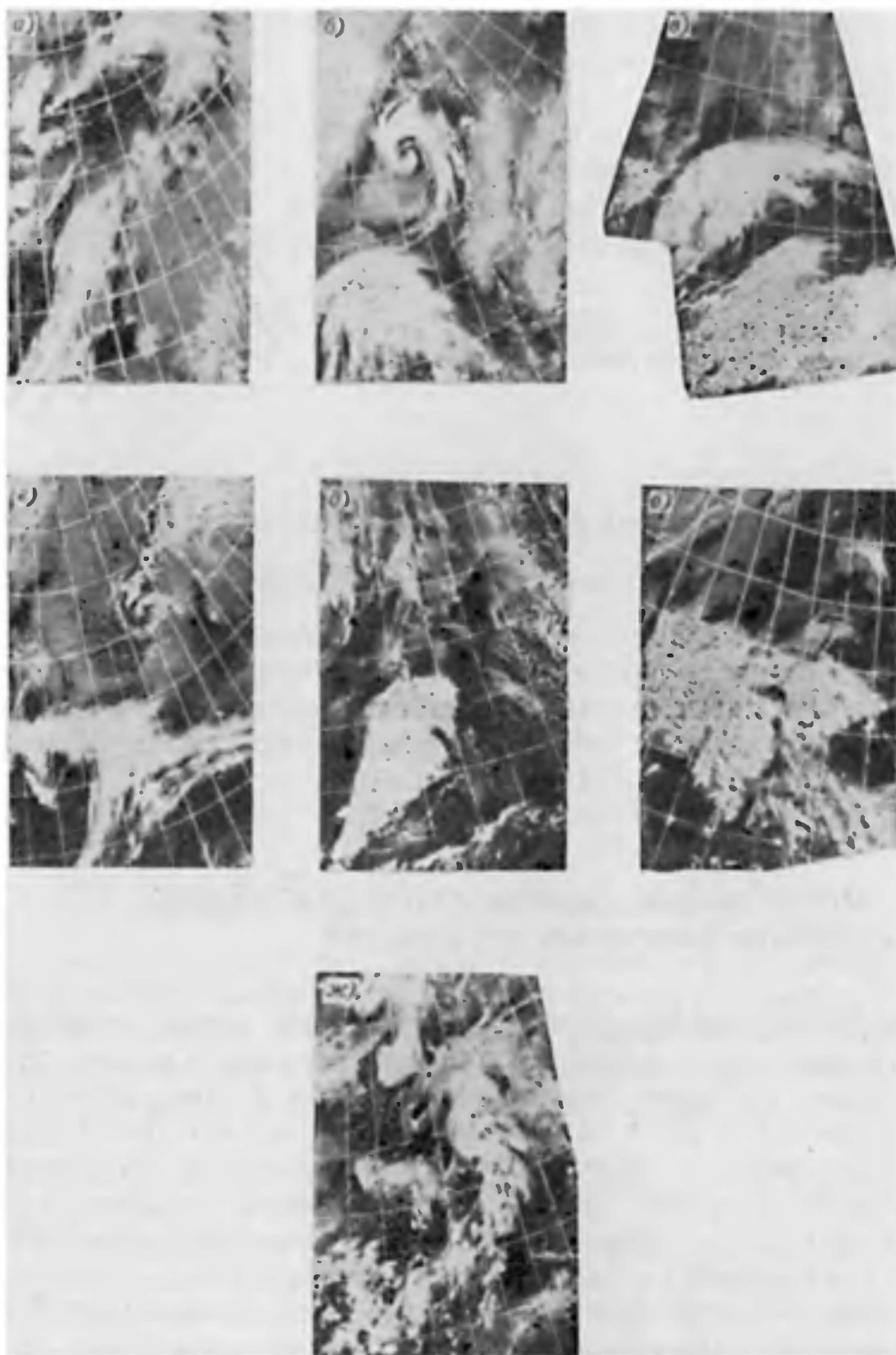


Рис. 6.3.3. Облачные образования начала циклогенеза.

а) волна на холодном фронте; **б)** изолированная облачная шапка; **в)** облачная шапка на фронте; **г)** факел; **д)** булава; **е)** ансамбль кучево-дождевых облаков; **ж)** вторичный вихрь за холодным фронтом.

в области вторичного облачного вихря наблюдается при его сближении с облачной полосой холодного фронта. Это происходит в том случае, когда облачный вихрь и холодный фронт перемещаются в одном направлении, но скорость смещения вихря больше, чем скорость холодного фронта.

В первых из четырех перечисленных случаев (см. рис. 6.3.3 *a—г*) об активности процессов циклогенеза можно судить по интенсивности выбросов перистых облаков, характеризующих интенсивность адвекции теплого воздуха, и по наличию в облачном массиве прогиба в сторону теплого воздуха, что свидетельствует об адвекции холодного воздуха, приводящей к увеличению температурных контрастов в зоне циклогенеза.

Особо следует отметить образование частных циклонов у точки окклюзии при отсечении головы облачного вихря струйным течением (рис. 6.3.4 и 6.3.5).

Отсечение облачного вихря не всегда приводит к образованию циклона у точки окклюзии. Оценить интенсивность процесса и тем самым предвидеть возможность образования частного циклона помогают некоторые детали в изображении облачности.

Образование частного циклона у точки окклюзии заполняющегося циклона происходит при наличии следующих обязательных условий:

- голова облачного вихря имеет серый или темно-серый тон изображения в отличие от ярко-белой облачности холодного фронта и струйного течения;

- облачность струйного течения четко выражена (на рис. 6.3.4 обозначена буквой *A*);

- со стороны теплого фронта вблизи точки окклюзии наблюдаются выбросы перистой облачности (*B*);

- на облачной полосе холодного фронта у точки окклюзии отмечается заметный прогиб в сторону теплого сектора (*B*).

Отсутствие указанных деталей в изображении облачного поля свидетельствует о том, что условий, благоприятных для образования частного циклона у точки окклюзии, нет.

На рис. 6.3.4 и 6.3.5 приведены схемы двух случаев отсечения головы облачного вихря струйным течением. В первом случае, когда указанные признаки имели место, частный циклон и соответствующий ему облачный вихрь образовались (рис. 6.3.4 *б*), во втором случае вихреобразования не произошло, так как на исходном снимке (рис. 6.3.5 *a*) признаки образования частного циклона отсутствуют: конфигурация облачной полосы струйного течения (*A*) — выпуклость в сторону холодного воздуха — свидетельствует об отсутствии адвекции холода в районе точки окклюзии; тон изображения головы облачного вихря (ярко-белый) почти такой же, как и тон изображения облачности холодного фронта и струйного течения; выбросы перистой облачности отсутствуют. Кроме того, прогиб облачной полосы холодного фронта в сторону, противоположную движению, — признак процесса антициклогенеза к востоку от холодного фронта.

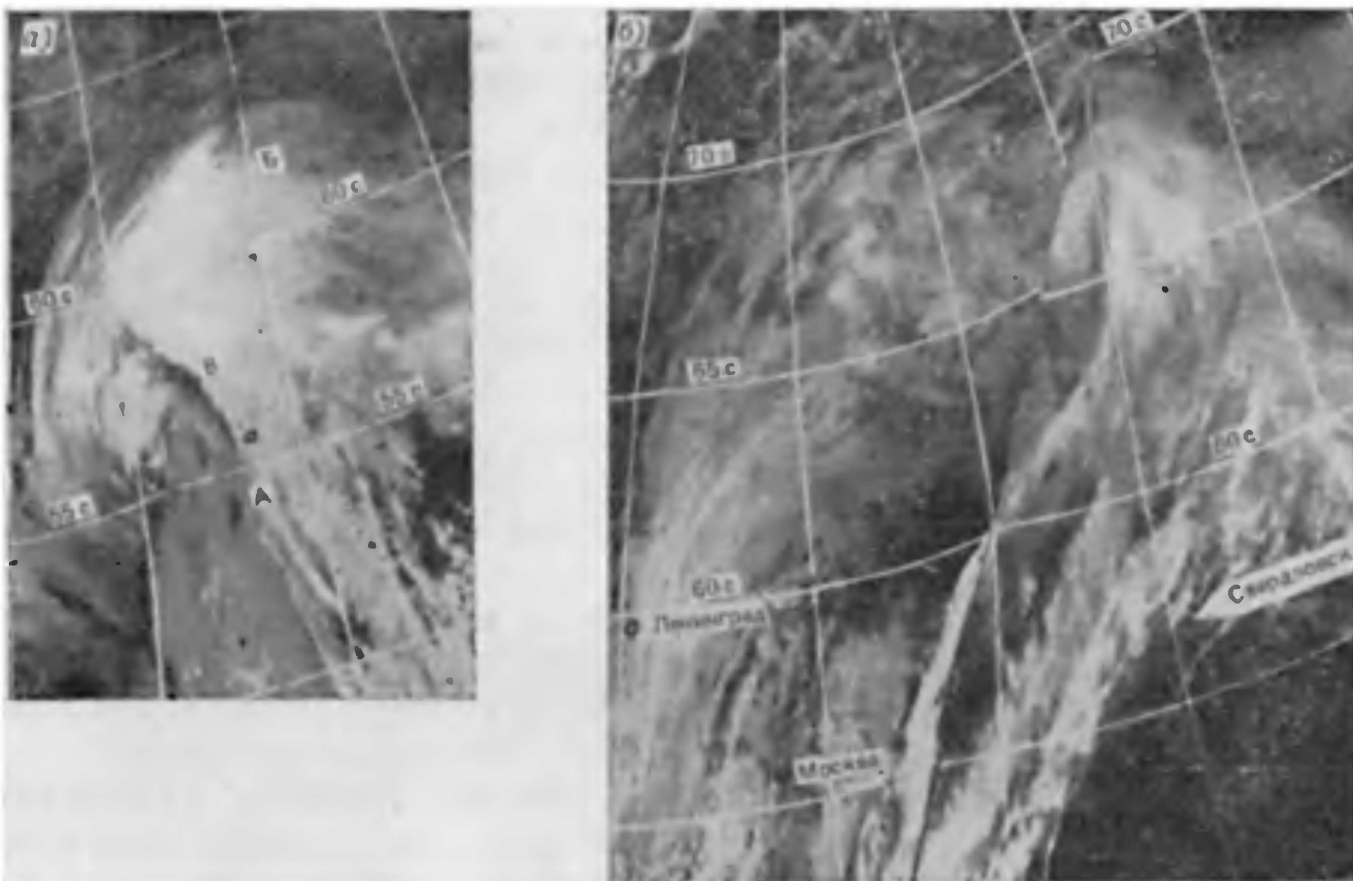


Рис. 6.3.4. «Отсечение» головы облачного вихря с образованием частного циклона.

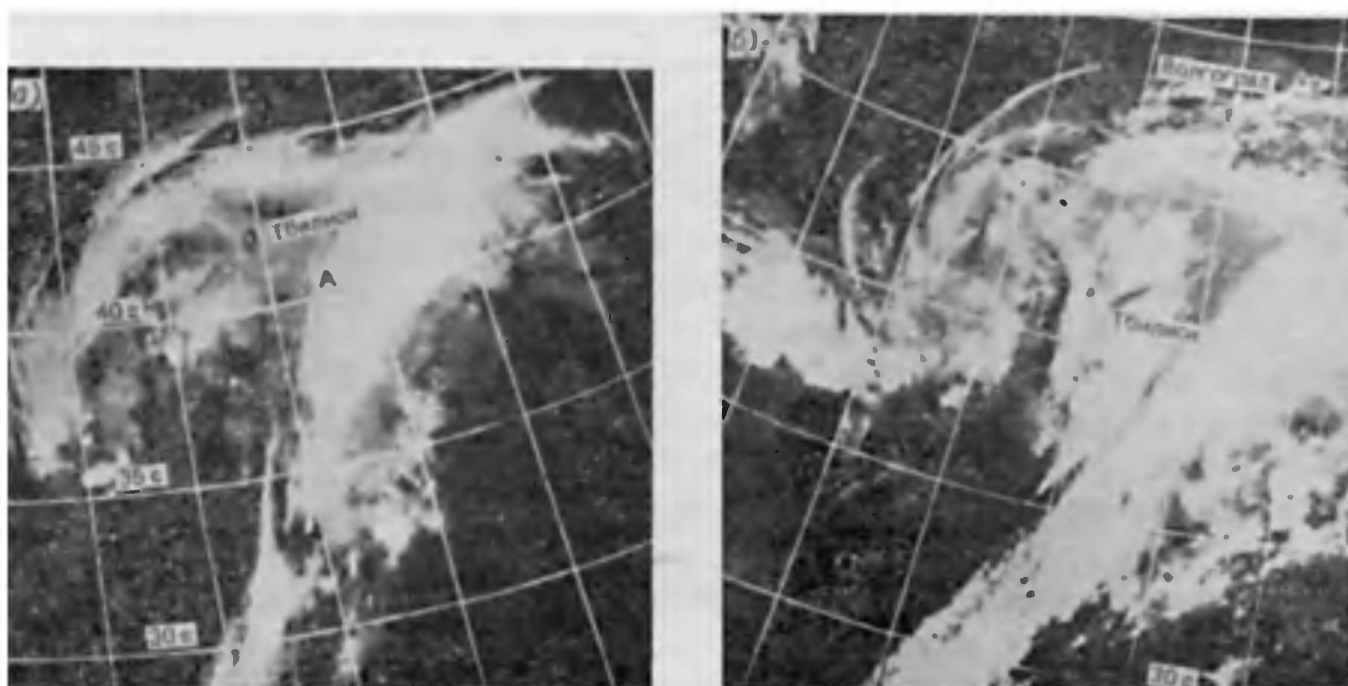


Рис. 6.3.5. «Отсечение» головы облачного вихря без образования частного циклона.

В процессе своего развития циклоны в типичном случае проходят четыре основные стадии (волна, молодой циклон, достигший максимального развития, заполняющийся старый циклон)¹, а антициклоны — три стадии (молодой антициклон, достигший максимального развития, разрушающийся старый антициклон). Для каждой из этих стадий характерны известные особенности термобарического поля тропосферы. Возникновение и развитие циклона сопровождается появлением и развитием термического гребня, а антициклона — термической ложбины. В процессе развития барических образований сдвиг между термическими и барическими гребнями и ложбинами постепенно уменьшается: в циклоне термический гребень перемещается в переднюю часть, а тыловая ложбина — все ближе к его приземному центру; в антициклоне же термическая ложбина сдвигается в его переднюю часть, а тыловой термический гребень приближается к приземному центру. В последней стадии жизни циклонов и антициклонов барические и термические центры совмещаются, а конфигурация изогипс абсолютного и относительного геопотенциала становится почти одинаковой.

При диагнозе и прогнозе эволюции барических образований у поверхности Земли следует по возможности проанализировать все факторы, обусловившие изменение давления за прошедшие 24 ч, а также факторы, которые вызовут изменение давления согласно используемым прогностическим картам АТ, составленным численными методами. Качественно о роли таких факторов, как перенос вихря, адвекция температуры на разных уровнях, дивергенция скорости ветра в средних слоях тропосферы, изменение лапласиана температуры, было сказано выше. Представление о действительной роли некоторых факторов (переноса вихря и контраста температуры) в эволюции циклонов у поверхности Земли по территории Европы можно получить из данных табл. 6.3.1 и 6.3.2.

Из данных таблиц видно, например, что когда над центром циклона у поверхности Земли перенос вихря ($H, \Delta H$)₅₀₀ отрицателен и его абсолютное значение сравнительно велико, то циклоны в 72 % случаев углубляются. Если перенос вихря равен нулю или положителен, гораздо чаще (в 77 % случаев) циклоны заполняются, нежели углубляются (13 %). Антициклоны при значительном положительном переносе вихря над их центрами в 73 % случаев усиливаются и в 17 % ослабевают. При прочих равных условиях вероятность усиления или ослабления бари-

¹ В Технической записке ВМО № 124, применительно к анализу снимков облачности с ИСЗ, между стадиями 3 и 4 развития циклонов дополнительно выделены стадии окклюдирующегося и окклюдированного циклона.

Таблица 6.3.1

Вероятность (%) усиления или ослабления циклонов и антициклонов у поверхности Земли при различных значениях изменения H_{500} , обусловленного переносом вихря

Барические образования	Эволюция	$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_B = \frac{1}{mI} (H, \Delta H)_{500}$ гп. дам/12 ч						
		≥ 0	< 0	< -4	< -6	≤ 0	> 0	> 3
Циклоны	Углубление	13	53	65	72	—	—	—
	Без изменений	10	16	12	12	—	—	—
	Заполнение	77	31	23	16	—	—	—
Антициклоны	Усиление	—	—	—	—	32	58	73
	Без изменений	—	—	—	—	19	16	9
	Ослабление	—	—	—	—	49	26	18

Таблица 6.3.2

Вероятность (%) усиления или ослабления циклонов и антициклонов у поверхности Земли при различных значениях градиента H_{1000}^{500}

Барические образования	Эволюция	Градиент							
		слева, гп. дам 500 км		в центральной части, гп. дам 500 км				справа, гп. дам 500 км	
		≤ 6	≥ 15	≤ 13	≥ 21	≤ 11	≥ 18	≤ 4	≥ 12
Циклоны	Углубление	14	70	20	72	—	—	—	—
	Без изменений	12	12	9	4	—	—	—	—
	Заполнение	74	18	71	24	—	—	—	—
Антициклоны	Усиление					26	72	25	81
	Без изменений					22	10	20	9
	Ослабление					52	18	55	10

ческого образования у поверхности Земли увеличивается при больших значениях контраста температуры (градиентов H_{1000}^{500}).

Для осей приземных барических ложбин и гребней вероятность совпадения по знаку изменения давления с переносом вихря над ними примерно на 10—15 % выше, чем для приземных барических центров.

Рассмотрение горизонтальной дивергенции скорости ветра в средних слоях тропосферы и адвекции температуры в дополнение к переносу вихря и контрасту температуры несколько улучшает объяснение изменений давления. Адвекция тепла (холода) в верхних слоях атмосферы и нижней стратосфере благоприятствует падению (росту) давления в средних ее слоях, а следовательно, и у поверхности Земли. Но в целом все рассмотренные факторы в их совокупности по известным причинам не всегда

оказываются достаточными для диагноза и прогноза изменений давления с нужной для практических целей точностью. Кроме того, в тех нередких случаях, когда различные факторы, вызывающие изменение давления, имеют противоположные знаки, решение вопроса о роли этих факторов в эволюции барических образований затрудняется.

В связи с этим при прогнозе эволюции барических образований полезно дополнительно использовать известные эмпирические правила, вытекающие из анализа барических тенденций, изаллогипс, пространственной структуры барических образований, фронтальной структуры циклонов и т. п.

6.3.5. Барические тенденции

1. Циклон углубляется (заполняется), если в его центре наблюдаются отрицательные (положительные) тенденции.

2. Антициклон усиливается (ослабеваает), если в его центре наблюдаются положительные (отрицательные) тенденции.

3. Барическая ложбина углубляется (заполняется), когда нулевая изаллобара проходит позади (впереди) оси ложбины.

4. Барический гребень усиливается (ослабеваает), когда нулевая изаллобара проходит позади (впереди) его оси.

5. При отрицательных (положительных) тенденциях в центре циклона (антициклона) продолжительность углубления (усиления) будет тем больше, чем дальше от центра циклона (антициклона) в его тылу проходит нулевая изаллобара. Это же правило применимо и к барическим ложбинам (гребням).

6. Циклон углубляется, если в теплом секторе барические тенденции отрицательны, и заполняется, когда они положительны; при значениях барических тенденций в теплом секторе, близких к нулевым, давление в центре циклона существенно не изменяется.

7. Надежным признаком заполнения циклона и прекращения усиления антициклона является удаление области падения (роста) давления от центральной части циклона (антициклона) на его периферию.

Используя правила 1—5, надо нулевую изаллобару сопоставлять с тем положением рассматриваемой точки приземного барического поля (центра циклона или антициклона либо же точки оси ложбины или гребня), которое она занимала за 1,5 ч до срока приземной карты погоды, а не в самый ее срок. Это связано с тем, что барические тенденции показывают изменение давления в течение последних 3 ч, а не мгновенные изменения давления в срок карты. Поэтому на приземной карте погоды следует предварительно наметить точку, соответствующую положению центра циклона или антициклона (или рассматриваемой точки оси ложбины или гребня), которое он занимал за 1,5 ч до срока карты. Положение этой точки в случае приземной ложбины или гребня

определяется путем переноса выбранной точки оси ложбины или гребня по направлению, противоположному направлению изогипс AT_{700} .

Изаллогипсы AT_{700} также дают представление о знаке последующей эволюции барических образований у поверхности Земли. В умеренных широтах значительное (на 4 гп. дам и более за полусутки) изменение геопотенциальной высоты поверхности 700 гПа над приземным центром барического образования почти всегда (за исключением летних антициклонов и гребней) сопровождается таким же по знаку изменением давления в самом центре. Несколько реже падает давление в центрах приземных циклонов при опускании поверхности 700 гПа над ними. Чем меньше расстояние центра изаллобарической области от центра барического образования у поверхности Земли, тем вероятнее совпадение знака изменения давления в центре образования. Если области одинаковой интенсивности повышения или понижения H_{700} находятся на одном и том же расстоянии от центра циклона у поверхности Земли, то в этих случаях вероятнее повышение давления в центре последнего. Когда области повышения и понижения H_{700} резко отличаются по интенсивности, знак изменения давления в центре барического образования у поверхности Земли обычно совпадает со знаком той изаллобарической области, в которой это изменение больше по абсолютному значению.

Для холодного полугодия на Европейской территории СССР вероятности совпадения знака изменения давления в центре барического образования у поверхности Земли и в центрах изаллобарических областей H_{700} интенсивностью более 4 гп. дам/12 ч при различных расстояниях между центрами даны в табл. 6.3.3.

При использовании приведенных правил следует учитывать, как было сказано выше, что барические тенденции показывают изменение давления за последние 3 ч, а не мгновенные значения изменения давления в срок карты. Полусуточные же изаллогипсы AT_{700} следует сопоставлять с положением приземных барических образований за 6 ч до исходного срока.

Об эволюции барических образований и переходе знака изменения давления в их центрах на противоположный можно су-

Таблица 6.3.3

Повторяемость (%) совпадения знака изменения давления в центре барического образования у поверхности Земли со знаком изменения H_{700} над центром образования

Расстояние до центра изаллобарической области, км	Область понижения H_{700} и углубление циклонов	Область повышения H_{700} и заполнение циклонов	Область повышения H_{700} и усиление антициклонов
Менее 500	67	88	Около 100
500—1000	28	65	86

дить также по пространственной структуре барических образований и фронтальной структуре циклонов. Здесь используются следующие положения:

1. Углубление циклонов и усиление антициклонов обычно прекращается после их превращения в высокие образования. Циклон чаще всего начинает заполняться после того, как его пространственная ось станет квазивертикальной. Аналогичное правило для антициклонов оправдывается хуже. Давление в центре высокого антициклона с квазивертикальной пространственной осью может заметно не меняться в течение нескольких суток.

2. Чем больше длина фронтальной волны (более 1000 км), тем вероятнее, что волна неустойчива и, следовательно, циклон, с которым она связана, будет углубляться.

3. Неокклюдированный циклон углубляется тем сильнее, чем быстрее холодный фронт приближается к теплову. После окклюдирования циклон обычно начинает заполняться.

Довольно хорошее представление о последующем развитии (как и о возникновении) циклона можно получить, рассматривая интенсивность адвекции холода в его тылу. При интенсивной адвекции холода, приводящей к увеличению в тылу циклона контрастов температуры, циклон часто углубляется. Циклон не развивается, если в его тылу отсутствует сколько-нибудь интенсивная адвекция холода. В тех случаях, когда заток холода в тыловой части циклона по какой-либо причине резко ослабевает или прекращается совсем, циклон начинает заполняться. Ослабление адвекции холода нередко наступает в связи с приближением к данному циклону второго, следующего за ним и более обширного; тогда первый из этих циклонов проявляет тенденцию к исчезновению.

В случаях, когда почему-либо контраст температуры в центральной части циклона существенно не уменьшается со временем, неплохим признаком дальнейшего его углубления считается обострение здесь профиля гребня тепла (в поле H_{1000}^{500}). Вместе с развитием циклона термический гребень постепенно суживается, что отражает процесс последующего окклюдирования. О связи эволюции термических гребней и ложбин с изменением приземного барического поля подробнее сказано в данной главе выше. В случаях, когда контраст температуры в центральной части циклона мало отличается от контраста в левой его части (смотря по направлению изогипс ОТ), обычно в центре циклона происходит уменьшение контраста температуры со временем, а потому данный признак неприменим.

Эволюция приземных ложбин и гребней, как циклонов и антициклонов, определяется в первую очередь переносом вихря и дивергенцией скорости ветра в средних слоях тропосферы. Однако для приземных ложбин и гребней приобретает относительно большее значение (чем для приземных барических центров) адвективное изменение температуры. При этом углубление ложбины

может происходить в случаях, когда адвекция тепла осуществляется не только в передней, но и в тыловой части ложбины или, во всяком случае, когда адвекция холода в тылу ложбины отсутствует. Адвекция холода может вызвать усиление гребня, если она наблюдается как в передней, так и в тыловой части гребня или если в тыловой части адвекция тепла отсутствует. Очевидно, в случаях противоположного распределения адвекции тепла и холода она может приводить к заполнению ложбин и ослаблению гребней. Особенно резко влияние адвекции на изменение характера приземного барического поля сказывается тогда, когда интенсивность адвекции на разных участках высотной фронтальной зоны неодинакова, что благоприятствует изменению со временем лапласиана от температуры ΔT .

6.3.6. Прогноз эволюции барических образований на высотах

Прогноз эволюции барических образований на высотах, как и у поверхности Земли, должен основываться на анализе причин предшествующих и происходящих в исходный срок изменений давления с последующим совместным применением эмпирических и теоретических правил, а также прогностических карт абсолютной топографии основных изобарических поверхностей, рассчитанных численными методами. Существенное значение имеет увязка прогноза с ожидаемой эволюцией приземных барических образований.

Известные факторы изменения давления (перенос вихря, адвекция температуры, горизонтальная дивергенция скорости ветра) значительно надежнее объясняют изменение барического поля в свободной атмосфере, чем у поверхности Земли. Дивергенция скорости ветра в средних слоях атмосферы, определяемая по картам AT_{700} или AT_{500} , является важнейшим фактором эволюции барических образований как на этих высотах, так и в других слоях. Перенос вихря в средних слоях тропосферы играет роль в эволюции барических образований главным образом на нижних и верхних уровнях, так как в барических центрах и седловинных точках он равен нулю. Для осей асимметричных ложбин и гребней на поверхности 700 или 500 гПа перенос вихря на этих уровнях не равен нулю и обуславливает дополнительное изменение геопотенциала, равное

$$\frac{1}{ml} (H, \Delta H)_p = \frac{1}{ml} (H_n)_p K_p \frac{\partial}{\partial s} (H_n)_p, \quad (6.3.2)$$

где p — символ рассматриваемой изобарической поверхности (700 или 500 гПа), $H_n > 0$ — градиент геопотенциала на ней, K_p — кривизна изогипс, s — их направление. Если имеются достаточно четкие различия в градиенте геопотенциала в передней и тыловой частях ложбины или гребня на поверхности 700 (500) гПа, тогда из формулы (6.3.2) следует:

1. Заполнению (углублению) ложбины и сглаживанию (обострению) ее профиля способствует такая ситуация, когда в пе-

редней части ложбины (по направлению изогипс АТ) градиент геопотенциала больше (меньше), чем в ее тыловой части.

2. Ослаблению (усилению) гребня и сглаживанию (обострению) его профиля способствует такая структура поля, когда в передней части гребня градиент геопотенциала больше (меньше), чем в его тыловой части.

Эти правила оправдываются в целом удовлетворительно (около 80 %) в том случае, если ложбина или гребень имеют большие размеры, т. е. соответствующая кривизна изогипс (циклоническая, антициклоническая) прослеживается на расстоянии не менее 500 км в каждую сторону от оси.

Изменение геопотенциала в какой-либо точке зависит не только от переноса вихря в этой точке, но и от его значений в соседних с нею районах, прежде всего в тех из них, где значение переноса вихря и градиент геопотенциала H относительно велики.

В настоящее время будущее барическое поле на высотах рассчитывается численными методами. Опыт использования прогностических численных карт барической топографии в Гидрометцентре СССР позволяет формулировать некоторые закономерности, которые необходимо учитывать при диагнозе и прогнозе эволюции барических образований.

1. Наиболее успешно численными методами прогнозируются барические поля и их эволюция на высотах при устойчивых синоптических процессах.

2. Достаточно надежно прогностические численные карты указывают на переход от одного процесса к другому в тех случаях, когда новый процесс начинает развиваться в средних слоях атмосферы и затем оказывает влияние на эволюцию приземных барических образований. Это изменение процесса может быть обнаружено, например, путем сопоставления между собой изаллогипс, относящихся к будущим интервалам времени (24 и 36 ч). Если знак ожидаемого изменения геопотенциала на 24 и 36 ч оказывается одинаковым, то это указывает на продолжение начавшегося процесса.

3. В тех случаях, когда возникновение и развитие барических образований происходит от поверхности Земли, преобразование барического поля численными прогностическими картами улавливается лишь в 17—19 % случаев. При таких ситуациях целесообразно отдавать предпочтение синоптическому методу прогноза барического поля, в частности, эмпирическим правилам.

6.4. Прогноз перемещения барических образований

6.4.1. Поток в средних слоях тропосферы и перемещение барических центров

Барические образования у поверхности Земли в большинстве случаев перемещаются примерно по направлению потока над ними на поверхности 700 или 500 гПа со скоростью, составляющей

в среднем 0,8 или 0,6 скорости ветра на соответствующей поверхности. Угол между направлением перемещения низких циклонов у поверхности Земли в течение суток и средним (для этих же суток) направлением потока на поверхности 700 гПа над их центрами в 65 % случаев не превышает 15°. Для приземных антициклонов процент совпадения направления их перемещения с направлением потока над их центрами несколько меньше. С увеличением скорости потока в среднем уменьшается угол отклонения. Так, при скорости геострофического ветра на уровне 700 гПа, равной 60 км/ч, угол отклонения не превышает 15° уже в 90 % случаев.

Однако имеют место случаи, когда приземные барические образования перемещаются под значительным углом вправо или влево от направления потока на высотах. При этом низкие циклоны перемещаются, отклоняясь несколько чаще вправо от направления потока на поверхности 700 или 500 гПа над их центрами, чем влево, а низкие антициклоны гораздо чаще отклоняются влево. Скорость перемещения приземных барических образований также нередко отличается от 0,8 скорости потока над ними на поверхности 700 гПа и 0,6 скорости потока на поверхности 500 гПа.

Рассмотрим аналитически связь между перемещением барического центра на изобарической поверхности $p_1 = \text{const}$ (например, у поверхности Земли) и потоком на поверхности p (например, 700 или 500 гПа). Для любого пункта справедливо следующее соотношение:

$$\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} C = R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}, \quad (6.4.1)$$

где H_{p_1} — геопотенциал на изобарической поверхности p_1 ; \bar{T} — средняя температура слоя между поверхностями p_1 и p ; C — скорость перемещения барического центра на поверхности p_1 ; m — направление перемещения центра; R — газовая постоянная воздуха.

Структура формулы (6.4.1) показывает, что перемещение барического центра на некоторой нижней изобарической поверхности обусловлено двумя факторами: распределением изменения температуры слоя (первое слагаемое правой части формулы) и распределением изменений геопотенциала верхней изобарической поверхности (второе слагаемое). Из формулы (6.4.1) вытекают следующие правила:

1. Циклон на нижней поверхности, в том числе у поверхности Земли ($\partial^2 H_{p_1} / \partial m^2 > 0$), стремится переместиться в ту сторону, где средняя температура слоя между нижней и верхней поверхностями локально повышается быстрее, либо (если температура всюду понижается) в ту сторону, где температура понижается медленнее. Антициклон же ($\partial^2 H_{p_1} / \partial m^2 < 0$) стремится переместиться в сторону более интенсивного похолодания либо более слабого потепления.

2. Циклон имеет слагающую перемещения в ту сторону, где геопотенциал верхней изобарической поверхности (H_p) понижается быстрее или повышается медленнее. Антициклон же проявляет тенденцию перемещения туда, где геопотенциал H_p повышается быстрее или понижается медленнее.

3. Скорость перемещения барического центра на поверхности пропорциональна изаллотермическому градиенту и градиенту в поле изменений геопотенциала на поверхности p . Кроме того, она обратно пропорциональна величине $\partial^2 H_{p_1} / \partial t^2$, т. е. при прочих равных условиях перемещение происходит тем быстрее, чем меньше градиент геопотенциала нижней поверхности в центральной части барического образования.

Связь между перемещением приземного барического центра и различными факторами может быть также выражена следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s^2} &= R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n \partial s}, \\ C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n^2} &= R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n \partial s}, \end{aligned} \quad (6.4.2)$$

где s и n — направления касательной и нормали (положительной в сторону высоких значений геопотенциала) к изогипсе поверхности p (700 или 500 гПа); C_s и C_n — касательная и нормальная (к изогипсе) составляющие скорости рассматриваемого приземного барического центра; \bar{T} — средняя температура слоя, ограниченного поверхностью Земли и рассматриваемой поверхностью p .

Из первой формулы следует, что касательная слагающая скорости перемещения центра приземного барического образования C_s может варьировать в зависимости от распределения вдоль потока локальных изменений \bar{T} и локальных изменений геопотенциала, а также от степени сгущения изобар в центральной части барического образования у поверхности Земли.

Остановимся несколько подробнее на второй из формул (6.4.2). Она показывает, что нормальная слагающая скорости перемещения приземного барического центра C_n может оказаться не равной нулю, т. е. барический центр может перемещаться под некоторым углом к изогипсе поверхности p (700 или 500 гПа).

Пренебрегая первым слагаемым правой части этой формулы (поскольку нет большого различия в изменении со временем температуры справа и слева от приземного барического центра), видим, что отклонение пути приземного барического центра вправо или влево от направления изогипсы AT_{700} или AT_{500} обуславливается главным образом неодинаковым локальным изменением геопотенциала этих уровней справа и слева от приземного центра (второе слагаемое) или, что то же самое, локальным измене-

нием градиента геопотенциала, поскольку, $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}$. При этом уменьшение градиента геопотенциала H_{700} или H_{500} вызывает отклонение пути циклона вправо, а пути антициклона влево от направления изогипсы; увеличение же градиента геопотенциала обуславливает отклонение пути циклона влево, а пути антициклона вправо от направления изогипсы. Значение же отклонения пути приземного барического центра зависит от изменения градиента геопотенциала над этим центром. Кроме того, отклонение обратно пропорционально производной $\partial^2 H_{p_0} / \partial n^2$, т. е. при прочих одинаковых условиях будет тем больше, чем меньше сгущены изобары в центральной части приземного барического образования.

Слагаемое $C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}$ указывает, что если изобары приземного барического образования резко отличаются от круговых, так что каждая из них сходна (например) с эллипсом, то это обуславливает дополнительную слагающую скорости перемещения центра. Она направлена в ту же сторону (вправо или влево от изогипсы H_p), что и передняя (смотря по направлению изогипсы) большая полуось такого эллипса.

Таким образом, аномальность перемещения приземных барических образований (в смысле его несоответствия скорости и направлению потока на поверхностях 700 и 500 гПа) обуславливается рядом факторов, которые необходимо учитывать при прогнозе. Приземное барическое образование перемещается строго в направлении потока на уровне 700 или 500 гПа в тех случаях, когда давление у поверхности Земли во всех точках изменяется пропорционально адвекции температуры, а изобары в барическом образовании круговые.

6.4.2. Прогноз перемещения барических образований у поверхности Земли

Прогноз перемещения барических образований у поверхности Земли проще всего составляется при наличии карт будущего (ожидаемого) поля H_{700} или H_{500} . С помощью их, а также карт AT_{700} или AT_{500} исходного срока сначала определяют будущее положение рассматриваемых приземных барических образований в самом первом приближении, используя правило о перемещении их соответственно высотному потоку. Затем к результату первого приближения вводят поправки, обусловленные аномальностью перемещения.

Путь барического образования в первом приближении определяется следующим образом. На карте AT_{700} или AT_{500} исходного срока намечается положение (в этот же срок) центра рассматриваемого циклона или антициклона у поверхности Земли

либо положение той или иной точки оси приземной барической ложбины или приземного барического гребня. Затем по исходной карте AT_{700} или AT_{500} определяется путь центра приземного циклона или антициклона либо взятой точки на оси ложбины или гребня в ближайшие 12 ч после исходного срока (при наличии прогностической карты AT_{700} или AT_{500} , составленной на сутки вперед относительно исходного срока) или в течение ближайших 6 ч (при наличии прогностической карты AT_{700} или AT_{500} на 12 ч вперед). Конечную точку найденного 12-часового или 6-часового пути отмечают на прогностической карте AT , составленной на 24 или 12 ч вперед. Далее по этой карте определяют следующий 12-часовой участок пути. Конечная точка этого участка при использовании прогностической карты AT , составленной на сутки вперед, и является положением рассматриваемой точки приземного барического поля через 24 ч после исходного срока. Если же помимо карты AT , составленной на сутки вперед, имеется карта AT на 12 ч вперед, то конечную точку 12-часового участка пути наносят на карту AT , составленную на сутки вперед. Затем по этой карте определяют последний 6-часовой участок суточного пути рассматриваемой точки. Аналогично по картам AT , составленным на 24 и 36 ч вперед, строится последний 12-часовой отрезок при прогнозе перемещения приземного барического образования заблаговременностью 36 ч.

Скорость перемещения приземных барических образований в первом приближении (вдоль изогипс AT) следует брать равной 0,8 скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,6 скорости ветра на поверхности 500 гПа. Исключение представляют приземные барические ложбины, в которых располагаются основные холодные фронты; скорость перемещения таких ложбин повышается до 0,9 скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,7 скорости ветра на поверхности 500 гПа.

К полученному в первом приближении будущему положению приземного барического образования по возможности вводятся поправки на основании положений, изложенных в начале данного раздела, либо путем использования барических тенденций, экстраполяции или каких-либо других соображений.

Решая вопрос, будет ли приземное барическое образование перемещаться с отклонением вправо или влево от изогипс AT_{700} или AT_{500} , т. е. по сравнению с тем, что было получено в первом приближении, можно воспользоваться второй из формул (6.4.2),

опустив в ней слагаемые, содержащие $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t}$ и $\frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n \partial s}$. Для

этого следует определить ожидаемое изменение градиента геопотенциала H_{700} или H_{500} в районе точки 0, являющейся серединой будущей траектории приземного барического центра, полученной в первом приближении. Начальная и конечная точки этой траектории на рис. 6.4.1 обозначены A и B . Изменения градиента геопотенциала определяются путем сопоставления его зна-

чений в точке 0 по прогностической и исходной картам. В случае обширного однородного потока на поверхности 700 или 500 гПа над приземным барическим центром за градиент геопотенциала можно принять разность значений H_{700} или H_{500} в двух точках, взятых на нормали к изогипсам на расстоянии 500 км в каждую сторону от точки 0. Если же расстояние между центрами циклона или антициклона у поверхности Земли и на поверхности 700 или 500 гПа будет составлять менее 500 км (но не менее 250 км), то градиент геопотенциала отыскивается по значениям H_{700} или H_{500} в точках, отстоящих на 250 км в каждую сторону от точки 0.

Будем выражать изменение градиента геопотенциала в районе точки 0 (см. рис. 6.4.1) в гп. дам/1000 км за сутки, а производную $\partial^2 H_{p_0} / \partial n^2$ вычислять по данным приземной карты погоды, т. е.

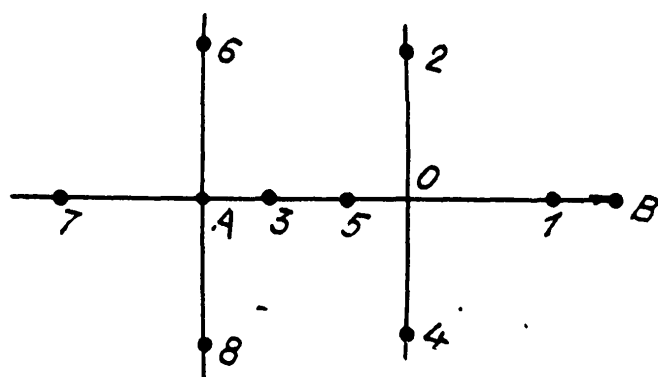


Рис. 6.4.1. К определению будущего перемещения приземных барических образований.

заменять производной $\partial^2 p_0 / \partial n^2$, и выражать в гПа/(500 км)². Тогда вместо второй из формул (6.4.1) можно легко получить следующую рабочую формулу:

$$C_n = -312 \frac{1}{\partial^2 p_0 / \partial n^2} \frac{\partial H_n}{\partial t}, \quad (6.4.3)$$

где $\partial H_n / \partial t$ — изменение со временем градиента геопотенциала на поверхности 700 или 500 гПа в районе точки 0 (см. рис. 6.4.1). В этой формуле C_n , т. е. отклонение пути приземного образования вправо (при $C_n > 0$) или влево (при $C_n < 0$) от изогипс AT_{700} или AT_{500} , выражено в км/сут; величина же $\partial^2 p_0 / \partial n^2$ вычисляется по формуле $\partial^2 p_0 / \partial n^2 \approx p_6 + p_8 - 2p_A$, где p_6 , p_8 и p_A — давление на уровне моря в исходный срок в районах соответствующих точек 6, 8 и А, выраженное в гектопаскалях. Точки 6 и 8 берутся на расстоянии 500 км от точки А. В случае небольшого барического образования у поверхности Земли, диаметром приблизительно 500 км и менее, точки 6 и 8 при вычислении производной $\partial^2 p_0 / \partial n^2$ берутся на расстоянии 250 км от точки А; тогда коэффициент 312 в формуле (6.4.3) следует заменить на 78.

Когда изобары в рассматриваемом циклоне или антициклоне резко отличаются от круговых, появляется некоторая дополнительная слагающая перемещения приземного барического центра, обусловленная фактором $-C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n \partial s}$. О качественной оценке этого фактора было сказано выше.

Первая из формул (6.4.2) может служить основой для расчета величины C_s — уточненного значения слагающей перемещения вдоль потока. Рабочая формула для этой цели имеет вид

$$C_s = 312 \frac{1}{\partial^2 p_0 / \partial s^2} \left(1,3 \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{850}^{500}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{500}}{\partial t} \right). \quad (6.4.4)$$

В этой формуле C_s выражено в км /сут, $\partial^2 p_0 / \partial s^2 \approx p_5 + p_7 - 2p_A$ (p_5 , p_7 и p_A — давление в гектопаскалях в исходный срок в точках 5, 7 и А, указанных на рис. 6.4.1); каждая из величин вида $\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H}{\partial t}$ определяется как разность в гп. дам между ожидаемым изменением соответствующего относительного или абсолютного геопотенциала в точках 1 и 3, указанных на рис. 6.4.1. Эти точки берутся на расстоянии 500 км от точки 0. В случае небольшого барического образования у поверхности Земли точки 5 и 7 при вычислении производной $\partial^2 p_0 / \partial s^2$ берутся на расстоянии 250 км от точки А, а коэффициент 312 в формулах (6.4.4) заменяется на 78. Формула (6.4.4) служит для расчета C_s в случаях, когда определение перемещения барического образования у поверхности Земли в первом приближении производилось по картам AT_{500} и имеется прогностическая карта AT_{850} .

Зависящие от структуры приземного барического поля производные $\partial^2 p_0 / \partial n^2$ и $\partial^2 p_0 / \partial s^2$ определяются по исходным картам. Когда приземное барическое образование усиливается или ослабевает, обычно абсолютное значение этих производных соответственно увеличивается или уменьшается. Поэтому в случаях ожидаемого резкого углубления циклона или усиления антициклона у поверхности Земли величины C_n и C_s должны быть несколько меньше рассчитанных.

Расчеты будущего перемещения барических образований указанным способом не могут дать вполне точные результаты. Это связано с тем, что уже при определении траекторий барических образований в первом приближении допускаются некоторые упрощения. Прогностические карты АТ, в свою очередь, не всегда оказываются точными. Поэтому результаты расчета следует использовать наряду с применением других способов и различных качественных синоптических правил, о чем говорится несколько ниже. Например, полезно учитывать фактические соотношения между перемещением барического образования и высотным потоком.

Для прогноза перемещения приземного циклонического центра заблаговременностью 24 ч при условиях, что положение этого центра в исходный срок и за 12 ч до исходного срока установлено достаточно надежно и точно и в оба срока циклон не является квазивертикальным (расстояние между центрами циклона у поверхности Земли и на уровне 500 гПа более 250 км), применим спо-

соб, учитывающий конкретную для данного случая аномальность перемещения. Этот способ заключается в выполнении следующих построений:

1. Определяется $\beta_{исх}$ — направление геострофического ветра на уровне 500 гПа над центром циклона за исходный срок с помощью прозрачной палетки (рис. 6.4.2). На ней расстояние между точками 1 и 3 равно (в масштабе карты) 500 км, а между точками 2 и 4 — 250 км. Палетка накладывается на карту AT_{500} исходного срока так, чтобы центр ее (точка 0) совмещался

с положением на карте центра циклона у поверхности Земли, точки 1 и 3 находились на одной изогипсе (основной или промежуточной), а геопотенциал H_{500} в точке 4 оказался больше, чем в точке 2. Направление $\beta_{исх}$ отсчитывается с точностью до градуса на дуговой шкале палетки в месте пересечения шкалы с участком меридиана точки 0, направленным к северу. В примере, приведенном на рис. 6.4.2, $\beta_{исх} = 217^\circ$.

2. Определяется $v_{исх}$ — скорость геострофического

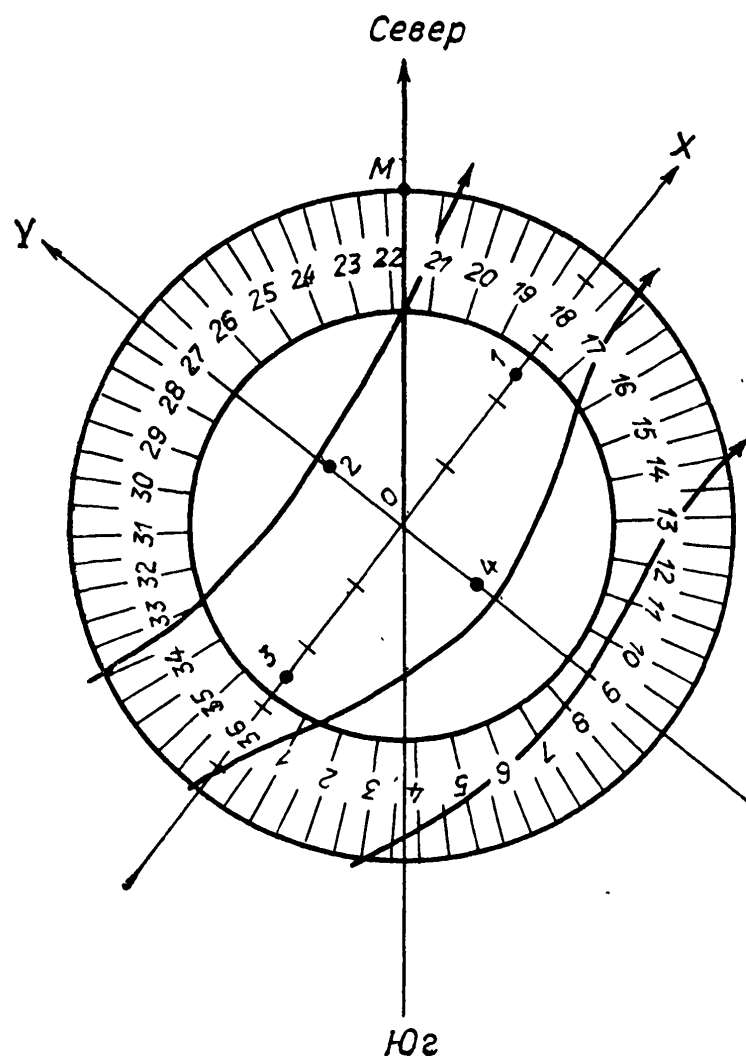


Рис. 6.4.2. Палетка для определения геострофического ветра.

ветра на уровне 500 гПа над центром циклона в исходный срок по разности геопотенциалов в точках 4 и 2 (снятой с точностью 0,5 дам). В примере на рис. 6.4.2 разность между геопотенциалами составляет около 3,5 гп. дам. Это на широте $\varphi = 55^\circ$ соответствует скорости геострофического ветра 250 км за 12 ч.

3. Аналогично по картам за 12 ч до исходного срока определяются β_{-12} и v_{-12} — направление и скорость геострофического ветра на уровне 500 гПа над центром циклона за 12 ч до исходного срока.

4. Определяются $\alpha_{пред}$ и $C_{пред}$ — направление и скорость перемещения центра циклона, средние для последнего 12-часового интервала до исходного срока. Для этого палетка накладывается на карту таким образом, чтобы ее центр (точка 0) совместились с серединой отрезка, соединяющего точки исходного и предыду-

щего (12 ч до исходного срока) положения центра циклона, а ось X совпадала с этим отрезком и была направлена в сторону происшедшего перемещения циклона. Тогда $\alpha_{\text{пред}}$ отсчитывается по значениям на дуговой шкале палетки в месте пересечения ее с меридианом, направленным к северу от точки 0. Скорость же $C_{\text{пред}}$ определяется длиной отрезка с точностью до десятков километров за 12 ч.

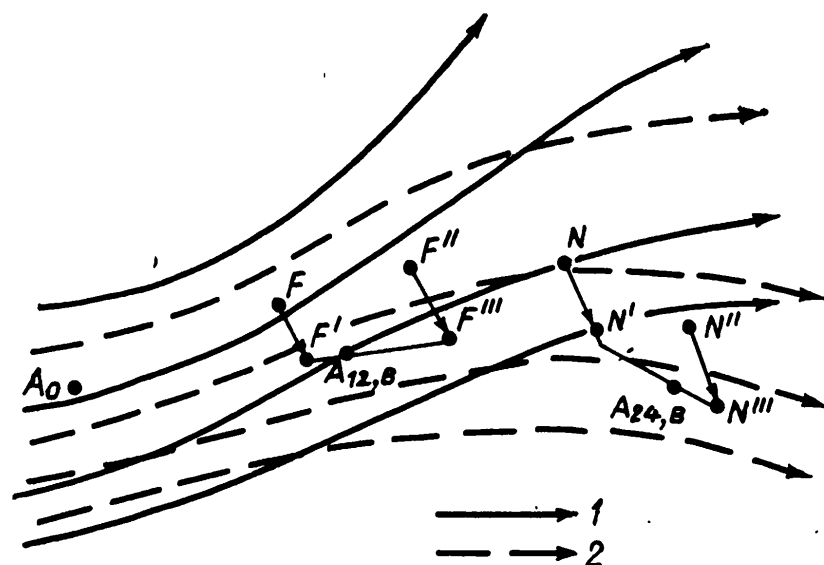


Рис. 6.4.3. Прогноз перемещения центра циклона, основанный на правиле ведущего потока.

1 — изогипсы AT_{500} исходного срока; 2 — прогностические изогипсы AT_{500} .

5. Вычисляются прогностические значения элементов аномальности перемещения γ' и K' по формулам:

$$\gamma' = \frac{1}{2} \left(\alpha_{\text{пред}} - \frac{\beta_{\text{исх}} + \beta_{-12}}{2} + 6^\circ \right),$$

$$K' = \frac{C_{\text{пред}}}{v_{\text{исх}} - v_{-12}} + 0,3. \quad (6.4.5)$$

Угол γ' положителен при отклонении траектории центра циклона вправо от направления геострофического ветра и отрицателен — при отклонении влево.

6. От точки A_0 на рис. 6.4.3 (положение центра циклона у поверхности Земли в исходный срок) на карте AT_{500} этого же срока проводится отрезок A_0F параллельно изогипсе, соответствующей по длине $K'v$, где v — средняя скорость геострофического ветра на участке A_0F , определяемая по карте AT_{500} исходного срока. Смещая точку F путем поворота относительно A_0 на угол γ' , получаем точку F' — положение центра циклона через 12 ч в предположении, что исходное поле H_{500} не изменится. K' и γ' определяются по формулам (6.4.5).

7. Выполняя то же построение, но по прогностической карте AT_{500} , находим точку F'' (теперь скорость геострофического ветра

для отрезка A_0F'' вычисляется по полю H_{500} прогностической карты). Тогда F'' смещается путем поворота относительно точки A_0 на угол γ' и находится точка F''' — положение центра циклона через 12 ч после исходного в предположении, что за это время H_{500} будет таким, каким оно представлено на прогностической карте.

8. Для первого полусуточного интервала исходному полю H_{500} следует придать тройной вес, поэтому точка $A_{12, в}$ с учетом обоих полей H_{500} (исходного и прогностического) намечается на отрезке $F''F'''$ так, чтобы выполнялось $FA_{12, в} = 1/4 F'F'''$.

9. Аналогично находится траектория центра циклона для вторых полусуток с той лишь разницей, что все операции производятся относительно точки $A_{12, в}$. При этом тройной вес придается прогностическому полю H_{500} . Поэтому точку $A_{24, в}$, соответствующую ожидаемому положению центра циклона через 24 ч после исходного срока, необходимо наметить на отрезке $N'N'''$ так, чтобы выполнялось условие $A_{24, в}N''' = 1/4 N'N'''$.

Испытание этого способа прогноза в Гидрометцентре СССР показало, что при допуске векторной ошибки не более 400 км положение центра циклона прогнозируется в 82 % случаев на 12 % выше по сравнению с синоптическим способом. Средние же абсолютные ошибки данного способа прогноза соответственно равны 319 и 358 км.

При отсутствии прогностических карт AT_{700} и AT_{500} прогноз перемещения приземных барических образований тоже основывается прежде всего на использовании правила ведущего потока. Обычно сначала рассматриваемую точку приземного барического поля (центр циклона или антициклона или же выбранную точку оси приземной барической ложбины или гребня) перемещают вдоль изогипс AT_{700} или AT_{500} исходного срока в предположении, что эта точка движется со скоростью v , составляющей, как было указано, 0,8—0,9 скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,6—0,7 скорости ветра на поверхности 500 гПа. При этом скорость ветра на поверхности 700 или 500 гПа берется та, которая наблюдается над выбранной точкой приземного барического поля в исходный срок. Значение перемещения равно произведению vt , t — заблаговременность прогноза. Затем учитывается возможное изменение поля H_{700} или H_{500} над рассматриваемым приземным барическим образованием по мере его движения и в результате получают будущее положение центра циклона или антициклона или же оси ложбины или гребня у поверхности Земли в первом приближении. Наконец, оценивают вероятность аномальности перемещения, т. е. степень его несоответствия высотному потоку.

Вопрос о вероятном изменении поля H_{700} или H_{500} над рассматриваемым барическим образованием у поверхности Земли решается качественно, на основании сложившегося при диагнозе представления о развитии синоптического процесса в каждом отдельном случае. Например, можно прийти к заключению, что градиент геопотенциала над центром циклона уменьшится в связи

с превращением циклона в квазивертикальное образование и перемещение циклона будет происходить с замедлением либо путь циклона окажется искривленным влево в связи со взаимодействием с другим циклоном или антициклоном и т. п.

Вероятное направление изменения потока над приземным барическим образованием можно оценить и путем соответствующего подсчета, как это пояснено на рис. 6.4.4. На нем точка A_I изображает исходное положение центра циклона или антициклона у поверхности Земли, A_{II} — будущее его положение, полученное путем переноса вдоль изогипс AT_{700} (AT_{500}) исходного поля указанным способом: эти изогипсы на рис. 6.4.4 изображены кри-

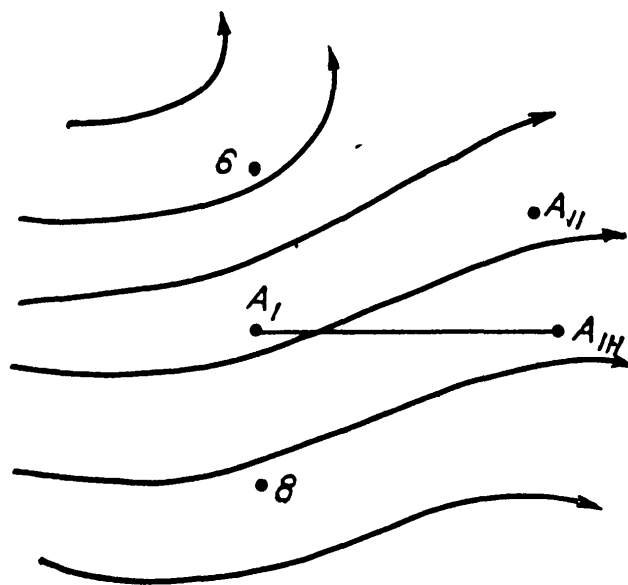


Рис. 6.4.4. Определение будущего перемещения приземных барических образований при отсутствии прогнозных карт АТ. Учет вероятного изменения направления изогипс AT_{700} или AT_{500} .

выми линиями. Определяется будущее изменение приземного давления в точке A_{II} (δp_{II}) как разность между значением давления в этой точке в исходный срок и ожидаемым давлением в центре рассматриваемого циклона или антициклона. Затем определяют будущее изменение давления в точке A_I (δp_I) каким-либо способом, например путем просмотра барических тенденций позади точки A_I с учетом их эволюции. Далее подсчитываются возможные изменения температуры на различных высотах и, следовательно, изменения относительного геопотенциала H_{1000}^p в районах точек A_{II} и A_I , т. е. величины $(\delta H_{1000}^p)_{II}$ и $(\delta H_{1000}^p)_I$ ($p=700$ или 500 гПа). При этом надо помнить, что изменению на 1°C средней температуры слоя, ограниченного снизу поверхностью Земли (или 1000 гПа), соответствует изменение H_{1000}^{700} на 1 гп. дам и H_{1000}^{500} на 2 гп. дам. Изменения температуры на поверхности p

подсчитываются для того промежутка времени, на который составляется прогноз, с учетом адвекции температуры и по возможности других факторов. Наконец, определяется поправка r к полученному путем переноса вдоль исходных изогипс положению центра циклона или антициклона, вызванная изменением со вре-

менем направления этих изогипс. Поправка вычисляется по формуле

$$r = 0,5 [(\delta H_{1000}^p)_I - (\delta H_{1000}^p)_{II}] + 0,4 (\delta p_1 - \delta p_2), \quad (6.4.6)$$

где H_{1000}^p выражено в гп. дам, δp — в гектопаскалях. Величина r указывает, на какое расстояние, выраженное в гп. дам перепада H_{700} или H_{500} по нормали, следует переместиться вправо (при $r > 0$) или влево (при $r < 0$) от точки A_{II} (см. рис. 6.4.4), чтобы получить исправленное будущее положение центра циклона или антициклона у поверхности Земли в первом приближении. Например, если ожидается, что давление у земной поверхности в точке A_{II} понизится на 10 гПа, а в точке A_I повысится на 15 гПа и H_{1000}^{500} в районе точки A_{II} повысится на 8 гп. дам, а в районе точки A_I понизится на 4 гп. дам, то $r = 0,5(-4-8) + 0,4[15-(-10)] = +4$ гп. дам. Это в данном примере означает, что исправленное положение приземного барического центра отыскивается на той изогипсе исходного поля H_{500} , которая имеет на 4 гп. дам большую отметку, чем изогипса (основная или промежуточная), проведенная на карте через рассматриваемый приземный барический центр.

После отыскания будущего положения приземного барического центра в первом приближении, надо по возможности учесть аномальность перемещения в смысле его несоответствия высотному потоку. Это достигается путем качественной оценки или расчета различных факторов аномальности точно так же, как и в случае использования прогностической карты AT_{700} или AT_{500} , который был рассмотрен выше. Иногда первое представление о возможных изменениях геопотенциала H_{700} или H_{500} слева и справа от барического центра, а следовательно, и об аномальности его перемещения, можно получить, качественно оценивая перенос вихря в районах точек 6 и 8. Так, в примере на рис. 6.4.4 увеличение циклонической кривизны изогипс по течению в районе точки 6 и уменьшение в районе точки 8 свидетельствуют о том, что перенос вихря обуславливает уменьшение градиента геопотенциала над приземным барическим центром. Если рассматривается циклон у поверхности Земли, то в этом примере перенос вихря обуславливает перемещение его с отклонением вправо от пути ($A_I A_{II}$), найденного в первом приближении.

Если каким-либо способом (например, путем просмотра барических тенденций с учетом их возможных изменений) удастся найти вероятное изменение давления у поверхности Земли в районах точек 2 и 4 (см. рис. 6.4.3), взятых на расстоянии 500 км от точки 0, то величина C_n может быть рассчитана по следующей формуле:

$$C_n = -250 \frac{1}{\partial^2 p_0 / \partial n^2} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial p_0}{\partial t}, \quad (6.4.7)$$

где $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial p_0}{\partial t}$ — разность между ожидаемым изменением давления в районах точек 4 и 2. Заменяв в этой формуле символ n символом s , получим формулу для расчета величины C_s ; тогда $\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial p_0}{\partial t}$ будет означать разность между ожидаемым изменением давления в районах точек 1 и 3.

Определяя будущее перемещение приземного барического образования, полезно учитывать фактические соотношения между его перемещением и высотным потоком. Например, если путем предварительного анализа установлено, что уже в исходный срок циклон перемещается под углом 15° вправо от направления изогипс AT_{500} , а в истекшие сутки он переместился со средним углом отклонения 10° вправо, то велика вероятность, что и в следующие 12—24 ч циклон будет перемещаться, отклоняясь от изогипс AT_{500} не менее чем на 15° влево. Если в исходный срок коэффициент $K \approx C/v$ (C — слагающая перемещения центра циклона вдоль изогипс AT_{500} , v — скорость градиентного ветра на уровне 500 гПа над центром циклона) составляет от 0,2 до 1,0, то среднее значение K в последующие 18 ч с точностью до 0,1 равно исходному значению K . Таким образом, с известной осторожностью можно экстраполировать исходное значение K на последующие сутки.

Основывающийся на использовании правила ведущего потока способ прогноза перемещения барических образований у поверхности Земли даже при введении рассмотренных поправок на аномальность перемещения не всегда обеспечивает хорошие результаты. В случаях же, когда недалеко впереди от центра приземного циклона или антициклона изогипсы AT_{700} или AT_{500} , искривляясь, резко изменяют свое направление, данный способ довольно часто является неприменимым. Поэтому при прогнозе перемещения приземных барических образований используются и другие способы. Укажем на некоторые из них.

Экстраполяция перемещения, наблюдающегося в исходный срок. Этот способ основывается на предположении, что приземное барическое образование будет перемещаться в том же направлении и с той же скоростью, с которой оно перемещается в исходный срок. Исходное перемещение определяется либо по барическим тенденциям, либо каким-либо косвенным путём, например экстраполяцией на ближайшие 6 ч того перемещения, которое имело место в течение последних 6 ч.

Если циклон или антициклон имеет хорошо выраженную изалобарическую пару, компоненты которой находятся примерно на одинаковом расстоянии от его центра, то с некоторым приближением можно принять, что центр циклона или антициклона перемещается параллельно прямой, соединяющей центры областей падения и роста давления. В примере на рис. 6.4.5 направление перемещения центра циклона отмечено двойной сплошной линией

со стрелкой. Скорость же перемещения, выраженную в километрах за каждые 12 ч, можно рассчитать по формуле

$$C \approx \frac{m(a_2 - a_1)}{(p_2 - p_0) + (p_1 - p_0)}, \quad (6.4.8)$$

где m — расстояние в километрах между центрами областей падения и роста давления; a_2 и a_1 — 3-часовые тенденции в центрах изаллобарических областей, располагающихся соответственно в тыловой и передней частях циклона или антициклона у поверхности Земли; p_2 и p_1 — приведенное к уровню моря давление в центрах тыловой и передней изаллобарических областей; p_0 — наименьшее давление на прямой, соединяющей эти центры.

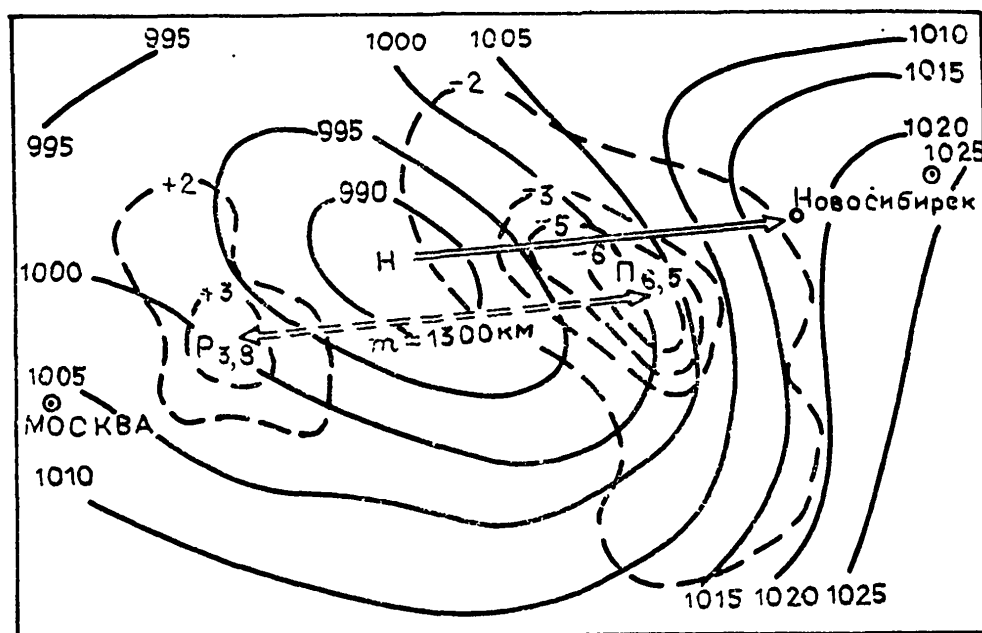


Рис. 6.4.5. Пример суточного перемещения циклона.

В примере на рис. 6.4.5 $m=1300$ км, $a_2=+3,8$ гПа/3 ч, $a_1=-6,5$ гПа/3 ч, $p_2=998$ гПа, $p_0=989$ гПа, $p_1=1002$ гПа. Следовательно, $C=610$ км за 12 ч.

Скорость перемещения приземного барического образования в исходный срок можно также рассчитать по барическим тенденциям, наблюдающимся у переднего и тылового участков некоторой прямой, проходящей через центр циклона или антициклона либо через рассматриваемую точку на оси ложбины или гребня. Для циклонов и антициклонов берут прямую, совпадающую с направлением их перемещения в исходный срок, которое было предварительно определено с помощью какого-либо признака. Для ложбин и гребней с целью уменьшения ошибок при вычислениях прямую следует подобрать таким образом, чтобы она, проходя через рассматриваемую точку на оси ложбины (гребня), в то же время пересекала изобары в передней и тыловой ее (его) частях примерно под одинаковыми углами. На рис. 6.4.6 такая прямая, проходящая через взятую на оси ложбины точку (O), обозначена через MN. Затем на этой прямой отмечают четыре точки O_{11} , O_{12} , O_{21} , O_{22} , взаимное расположение которых показано

на рис. 6.4.6. Каждые две соседние точки удалены на 500 км друг от друга, а точки O_{12} и O_{21} отстоят на 250 км по разные стороны взятой на оси ложбины или гребня точки O (в случае циклона или антициклона — от его центра). Скорость перемещения барического образования по направлению MN , выраженная в км/12 ч, определяется по формуле

$$C_{MN} \approx 1000 \left(\frac{a_1}{p_{12} - p_{11}} - \frac{a_2}{p_{21} - p_{22}} \right). \quad (6.4.9)$$

Здесь a_2 и a_1 означают средние барические тенденции на участках $O_{11}O_{12}$ и $O_{21}O_{22}$ прямой MN соответственно; p_{11} , p_{12} , p_{21} и

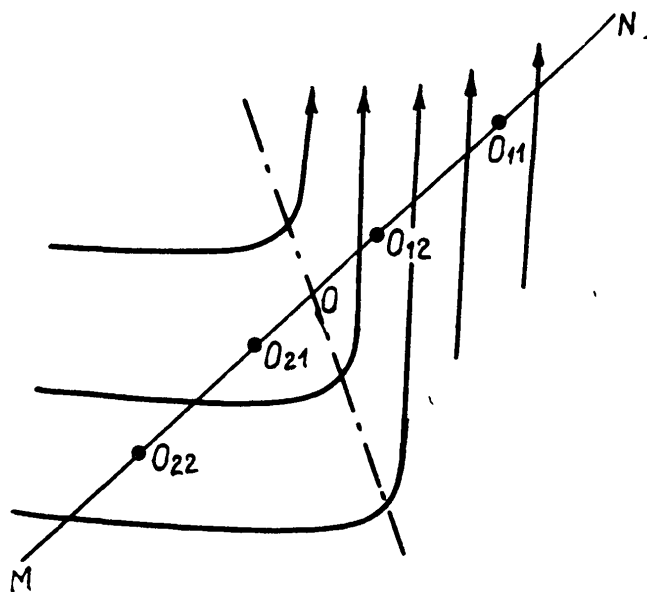


Рис. 6.4.6. Определение перемещения приземных барических образований по барическим тенденциям.

p_{22} — приведенное к уровню моря давление у точек O_{11} , O_{12} , O_{21} и O_{22} . Если формула (6.4.9) применяется к ложбине или гребню, то для нахождения нормальной (к оси ложбины или гребня) слагающей скорости перемещения надо величину C умножить на косинус угла между прямой MN и осью. В случае когда прямая MN на расстоянии от 250 до 750 км в каждую сторону от оси пересекает изобары под малыми углами (20° и менее), результаты расчета по формуле (6.4.9) мало надежны.

Оправдываемость суточных расчетов перемещения приземных циклонов, полученных применением формулы (6.4.8), при допуске расхождения между предсказанным и действительным положениями центра циклона не более 200 км составляет примерно 70—75 %. Точность предсказания может заметно повыситься, если дополнительно учитывать предшествующее перемещение барических центров. В связи с этим укажем следующий способ прогноза заблаговременностью 12 и 24 ч.

Согласно векторной формуле $\bar{C}_{\text{буд}} = \bar{C}_{\text{исх}} + 0,5 (\bar{C}_{\text{исх}} - \bar{C}_{\text{пред}})$, экстраполяционный прогноз перемещения циклонического центра у поверхности Земли производится путем простого геометрического построения, показанного на рис. 6.4.7. На этом рисунке

точками A_{-12} и A_0 отмечено положение центра циклона за 12 ч до исходного срока и в исходный срок; направленный отрезок $A_0E = A_{-12}A_0$ — вектор предыдущего полусуточного перемещения $\bar{C}_{\text{пред}}$; $\bar{C}_{\text{исх}}$ — вектор скорости исходного перемещения, выраженный в км/12 ч. Строятся отрезки $E'E'' = A_0E'$, $E'A_{12,э} = \frac{1}{2}EE'$, $E''A_{24,э} = E'A_{12,э}$. Значение и направление вектора $\bar{C}_{\text{исх}}$ (отрезок A_0E) равны соответственно $\bar{C}_{\text{исх}} = K'v$, $\alpha_{\text{исх}} = \beta_{\text{исх}} + \gamma'$. Точки $A_{12,э}$ и $A_{24,э}$ и представляют собою ожидаемое будущее положение центра циклона через 12 и 24 ч после исходного срока.

Приведем еще несколько правил, позволяющих приближенно судить о направлении перемещения приземного барического образования в исходный срок:

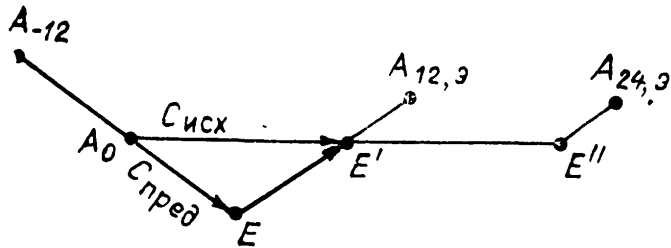


Рис. 6.4.7. Экстраполяционный прогноз перемещения циклона.

1. Циклон (антициклон) с примерно круговыми изобарами, имеющий только одну хорошо выраженную изаллобарическую область, перемещается примерно вдоль прямой, соединяющей его центр с центром этой области, отклоняясь несколько влево (вправо) от прямой, если центр изаллобарической области находится впереди (позади) центра циклона или антициклона.

2. Циклон (антициклон), имеющий эллиптическую форму изобар, перемещается в направлении, промежуточном между направлением его большой оси и направлением прямой, соединяющей центры областей падения и роста давления. При этом циклон (антициклон) движется тем ближе к направлению большой оси, чем сильнее вдоль нее вытянуты изобары.

3. Неокклюдированный циклон движется параллельно изобарам теплого сектора.

4. Циклон перемещается приблизительно вдоль изотерм, оставляя более низкие температуры слева от направления перемещения.

5. Центр циклона (антициклона) движется в том направлении, в котором быстрее всего повышается (понижается) температура среднего слоя атмосферы.

6. Если изотермы (изогипсы OT_{1000}^{500}) во фронтальной зоне отклонены от потока на поверхности 700 гПа, то в ту же сторону, куда отклонены изотермы (но на меньший угол), отклоняется от направления потока и путь циклона или антициклона.

7. Барические образования при своем перемещении в большинстве случаев отклоняются от направления потока на поверхности 700 гПа в ту сторону, в которую вращается с высотой ветер в средних слоях тропосферы.

Физический (в данном случае кинематический) смысл правила 1 очевиден. Правила 3, 4 косвенно отражают связь между перемещением барических центров у поверхности Земли и ведущим потоком. Правила 2 и 5 свидетельствуют о той роли формы барических образований и неодинаковости (по площади) изменения температуры, которая подробнее была рассмотрена выше. Правило 6 отражает то обстоятельство, что ведущий поток чаще всего находится между поверхностями 700 и 500 гПа, а правило 7 косвенно подтверждает, что этот поток обычно находится несколько выше поверхности 700 гПа.

Экстраполяция предшествующего перемещения. Поскольку направление и скорость исходного перемещения барических образований не всегда удается точно установить, используется линейная и нелинейная экстраполяция предшествующего перемещения. При линейной экстраполяции предполагается, что барическое образование будет перемещаться в том же направлении и с той же скоростью, что и в течение предыдущего интервала времени. При нелинейной экстраполяции учитывается и ускорение предшествующего перемещения, для чего нужно иметь карты погоды не менее чем для трех следующих друг за другом сроков наблюдений. По этим картам находят s_1 и s_2 — значения перемещения барического образования за два равных промежутка времени. Для определения перемещения (s_3) за следующий промежуток времени полагают, что ускорение сохранится прежним, т. е. что $s_3 - s_2 = s_2 - s_1$; следовательно, $s_3 = 2s_2 - s_1$. Направление будущего перемещения при нелинейной экстраполяции находят путем плавного продолжения траектории предшествующего перемещения с соблюдением ее прежней кривизны. Успешность прогноза в сильной мере зависит от точности, с которой определено положение барических образований (центров) в исходный и предшествующий сроки.

Экстраполяция предшествующего перемещения барических образований обычно используется как дополнительный способ прогноза. В тех случаях, когда использование правила ведущего потока, а также экстраполяция исходного перемещения вызывают большие затруднения или даже оказываются неприменимыми, экстраполяция предшествующего перемещения может явиться одним из основных или даже единственным способом прогноза. Экстраполяция дает хорошие результаты в случаях, когда в течение следующих суток не происходит сильной перестройки барического поля на высотах.

Использование других эмпирических правил. Дадим еще ряд эмпирических правил, которые полезно иметь в виду при составлении прогноза, особенно в случаях, когда использование ведущего потока и тенденций встречает большие затруднения. Большинство этих правил отражает те изменения в направлении и скорости перемещения приземных барических образований, которые часто происходят после исходного срока наблюдений.

1. Частные циклоны и ложбины перемещаются, огибая центральный циклон по направлению, противоположному ходу часовой стрелки (в северном полушарии).

2. Два одинаковых по размеру циклона имеют тенденцию вращаться относительно друг друга по направлению, противоположному ходу часовой стрелки (в северном полушарии).

3. Антициклоны перемещаются, вращаясь относительно друг друга по направлению хода часовой стрелки (в северном полушарии).

4. При преобладающем движении циклонов с запада на восток каждый следующий циклон серии перемещается несколько южнее предыдущего (в северном полушарии).

5. После окклюдирования циклона его траектория обычно отклоняется влево от траектории связанной с ним изаллобарической области падения давления. Скорость перемещения циклона при этом резко уменьшается.

6. Начавшееся отдаление центра падения давления от центра циклона или центра роста давления от центра антициклона является признаком замедления перемещения.

7. Циклоны чаще движутся в ту сторону; где ветры слабые. Циклон сочень сильными ветрами в его передней части, быстро заполняясь, станет малоподвижным.

8. Вероятность перемещения центра циклона или антициклона у поверхности Земли по направлению потока на поверхности 700 и 500 гПа тем больше, чем больше над ним скорость этого потока. Быстро движущиеся циклоны почти всегда перемещаются по потоку (при допуске отклонения 15°); циклоны, движущиеся медленно, при своем перемещении часто отклоняются от направления потока.

9. Высокие, холодные циклоны и высокие, теплые антициклоны малоподвижны в последней стадии своей жизни. В первое же время после своего превращения в высокие барические образования циклоны и антициклоны продолжают перемещаться примерно в том же направлении, в каком они перемещались в предшествующие сутки.

Прогноз перемещения высоких барических образований обычно составляется путем просмотра барических тенденций в различных районах, занятых циклоном или антициклоном. В первое время после превращения циклона или антициклона в высокое образование относительно хорошие результаты может дать и экстраполяция.

10. Наиболее подвижные антициклоны перемещаются примерно с той же скоростью, с какой движутся находящиеся впереди них циклоны.

11. Антициклон, центр которого у поверхности Земли располагается под восточной периферией гребня на высотах, когда ведущий поток хорошо выражен, перемещается примерно со скоростью ветра на поверхности 700 гПа. Однако за сутки антициклон не может переместиться дальше того положения, которое

в исходный срок занимает ось лежащей впереди него ложбины на поверхности 700 гПа.

Применяя это правило, необходимо учитывать характер адвекции над центральной частью антициклона. Если здесь имеет место адвекция холода, а также если изогипсы AT_{700} и OT_{1030}^{500} примерно параллельны друг другу, антициклон, усиливаясь, перемещается быстро. При адвекции же тепла антициклон становится малоподвижным.

12. Приземный антициклон, оформленный на высотах барическим гребнем, малоподвижен, когда гребень тепла заметно сдвинут по отношению к барическому гребню. При этом почти во всей области барического гребня наблюдается адвекция тепла.

6.4.3. Прогноз перемещения барических образований на высотах

В настоящее время представление о будущем перемещении барических образований на высотах синоптик получает по численным прогностическим картам AT соответствующих изобарических поверхностей. Поэтому укажем лишь некоторые положения, которыми следует руководствоваться в случаях, когда эти карты отсутствуют.

При нормальном развитии синоптических процессов происходит постепенное сближение центров (и осей) барических образований на высотах с их центрами (и осями) у поверхности Земли. При этом барическое образование на том или другом уровне будет перемещаться в том же направлении, что и у поверхности Земли, а расстояние между центрами должно сохраняться примерно таким же, каким оно было в исходный срок, либо же несколько уменьшиться.

Если барическое образование на высотах не отражено у поверхности Земли, тогда для прогноза перемещения этих образований применяются вспомогательные приемы (использование экстраполяции, изаллогипс, структуры высотного барического поля и др.).

При использовании изаллогипс учитываются положение и интенсивность областей понижения и повышения геопотенциальных высот изобарических поверхностей в исходный срок, а также вероятное их перемещение. Циклон (антициклон) перемещается, отклоняясь в сторону своей большой оси от прямой, соединяющей центр циклона (антициклона) с центром области падения (роста) геопотенциальных высот данной изобарической поверхности.

Скорость перемещения небольших циклонов и антициклонов примерно одинакова со скоростью перемещения находящихся в их передней части изаллобарических областей. Значительное отдаление центра области понижения (повышения) геопотенциала от центра циклона (антициклона) является признаком уменьшения

скорости перемещения барического образования и его стационарирования.

Наличие изаллобарической пары в непосредственной близости от центра циклона (антициклона) является достаточно надежным признаком подвижности барического образования. При этом скорость перемещения образования тем больше, чем больше интенсивность изаллобарических областей и чем меньше градиент геопотенциала в них.

О направлении и скорости перемещения барических образований можно также судить по структуре термобарических полей на соответствующих уровнях, если к ним применить положения, вытекающие из гидродинамической теории (см. гл. 1).

Небольшие ложбины и гребни перемещаются по направлению основного потока на том же уровне, т. е. по направлению изогипс. Глубокие ложбины и хорошо развитые гребни в большинстве случаев также перемещаются, следуя основному потоку; но здесь возможны исключения (замедление или даже попятное перемещение). Предполагая, что на данном уровне изменение давления обусловлено только переносом вихря, можно получить следующие правила:

1) точка, взятая на оси ложбины или гребня, перемещается тем быстрее, чем больше градиент геопотенциала в окрестностях этой точки;

2) при одном и том же значении геопотенциала на оси ложбины или гребня их перемещение происходит медленнее тогда, когда имеется четко выраженное различие между градиентом геопотенциала на некотором расстоянии впереди и позади оси.

Ориентировочное представление о будущем перемещении достаточно крупных ложбин и гребней в средней тропосфере по градиенту геопотенциала у оси можно получить из табл. 6.4.1.

Таблица 6.4.1

Средняя скорость перемещения ложбин и гребней на поверхности 700 гПа (км/сут)

Градиент H_{700} у оси, гп. дам/1000 км	При различном градиенте H_{700} в передней и тыловой частях	При одинаковом градиенте H_{700} в передней и тыловой частях
1—5	350	600
6—10	560	730
11—15	830	990
16—20	990	1130
21—30	1190	1710

6.4.4. Использование снимков с искусственных спутников Земли для прогноза перемещения барических образований

В ряде случаев, особенно в тех районах, где недостаточно данных приземных метеорологических наблюдений, полезно использовать для прогноза перемещения барических образований снимки

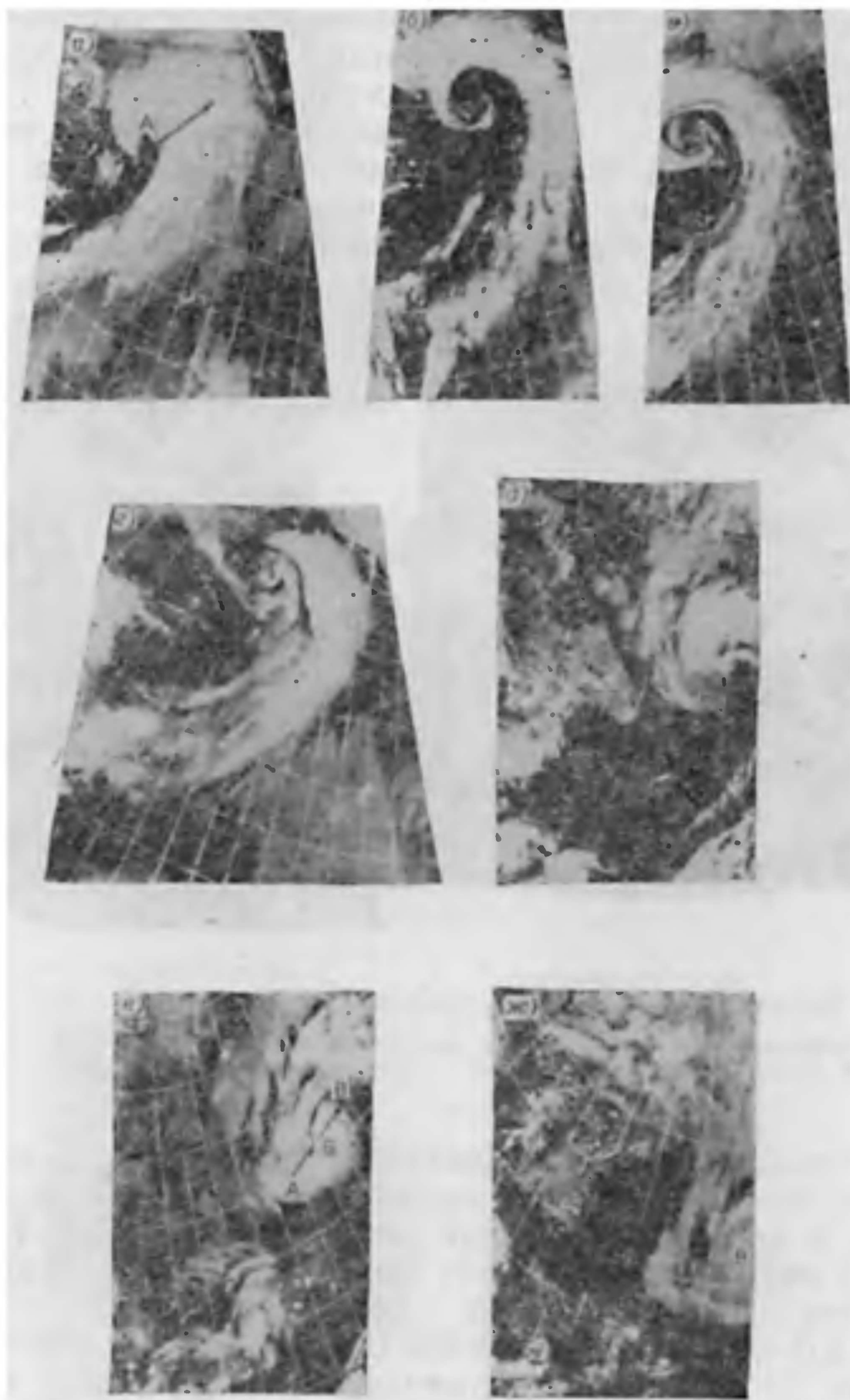


Рис. 6.4.8. Перемещение облачных вихрей.

а) стрелкой показано предполагаемое направление перемещения облачного вихря; *б—г)* положение этого вихря через 14, 18 и 23 ч; *д—ж)* последовательное положение облачного вихря, перемещающегося по потокам на поверхности 500 гПа (стрелками и буквами *А, Б, В* показан путь его за сутки).

а — 1 февраля 1982 г., 13 ч 06 мин; *б* — 2 февраля 1982 г., 03 ч 01 мин; *в* — 2 февраля 1982 г., 07 ч 03 мин; *г* — 2 февраля 1982 г., 12 ч 00 мин; *д* — 22 мая 1982 г., 09 ч 40 мин; *е* — 22 мая 1982 г., 23 ч 46 мин; *ж* — 23 мая 1982 г., 09 ч 50 мин.

облачности с ИСЗ. Подробно признаки перемещения барических образований, как и признаки их возникновения и эволюции, указываются в Руководстве по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды. Поэтому ограничимся кратким изложением некоторых наиболее общих признаков.

Над равнинной местностью и океанической поверхностью волновое возмущение и молодой циклон перемещаются в направлении выбросов перистых облаков, образующихся над циклоном. Циклон с развитой облачной спиралью (напоминающей по форме логарифмическую или гиперболическую спираль) переме-

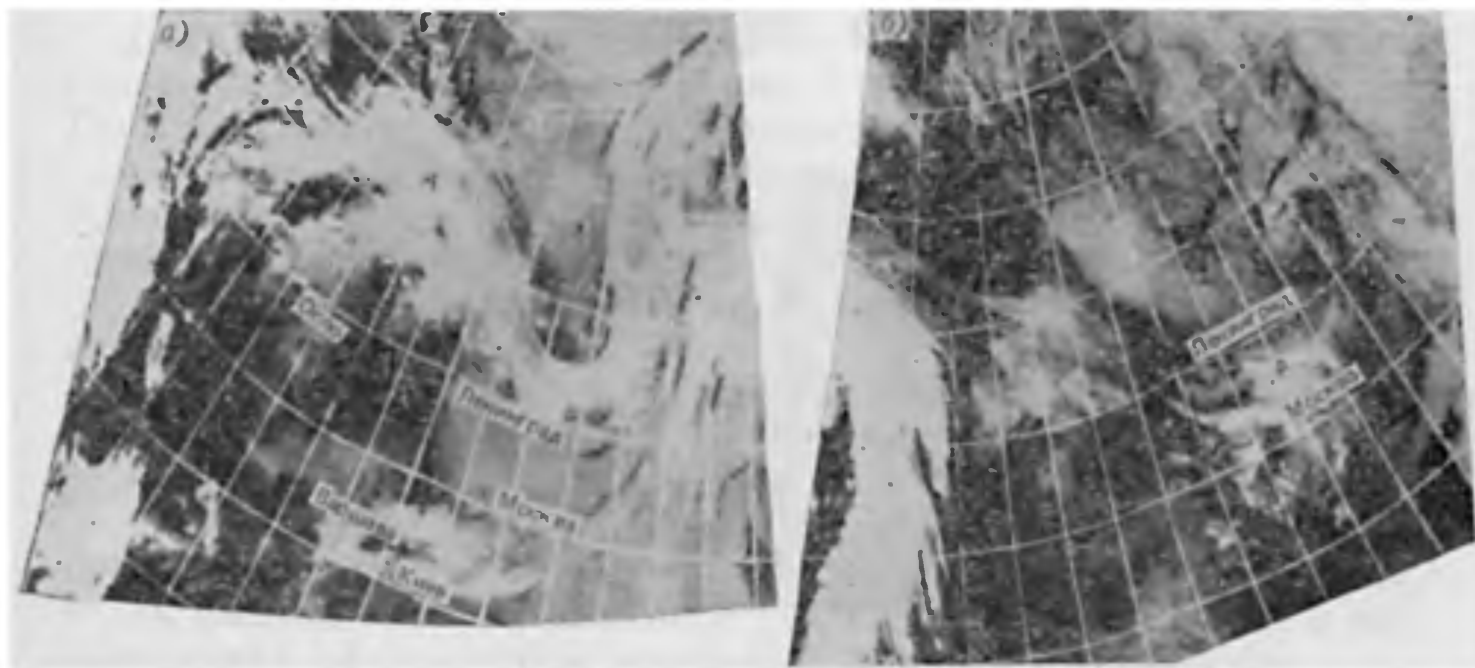


Рис. 6.4.9. Перемещение ныряющего циклона.

Буквами А обозначено его положение в начальный и конечный моменты. а — 4 февраля 1982 г., 12 ч 30 мин; б — 5 февраля 1982 г., 05 ч 53 мин.

щается вдоль вектора, соединяющего центр сравнительно безоблачной зоны с центральной частью массива наиболее яркой облачности в пределах облачной спирали (рис. 6.4.8 а). Циклон, облачный вихрь которого имеет форму архимедовой спирали, перемещается по потоку на уровне поверхности 500 гПа (рис. 6.4.8 д—ж), за исключением случаев, когда облачный вихрь совпадает с областью пониженного геопотенциала на уровне 500 гПа. В этих случаях он остается малоподвижным (рис. 6.4.8 б—г).

Что касается перемещения циклонов в районах со сложным горным рельефом, то эти правила нуждаются в уточнениях, специфических для каждого отдельного географического района.

При прогнозе перемещения на центральные районы Европейской территории СССР (ЕТС) ныряющих и южных циклонов следует учитывать свои особенности в дополнение к приведенным правилам. Ныряющие циклоны, как правило, перемещаются в направлении выбросов перистых облаков или в направлении гряд

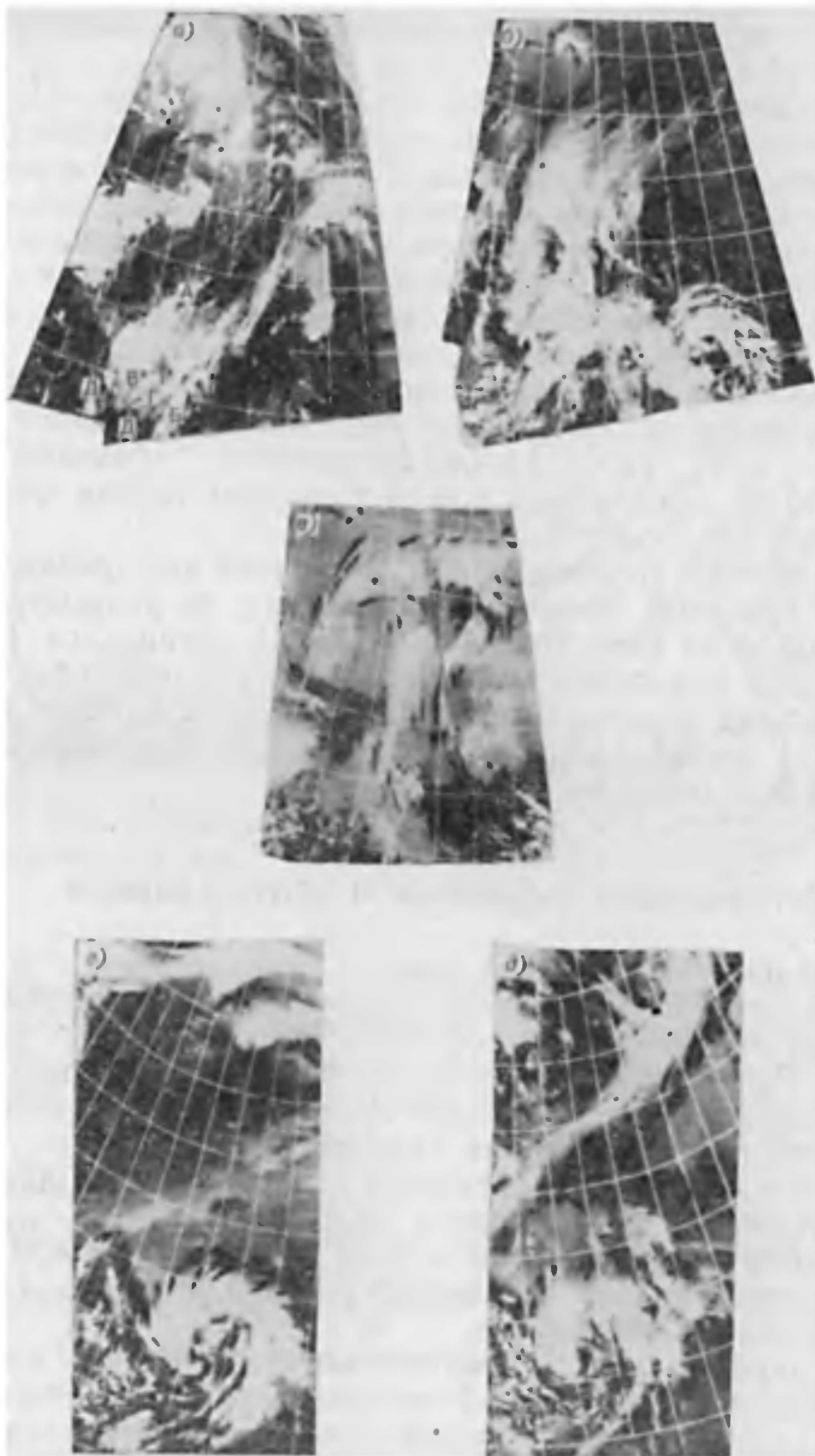


Рис. 6.4.10. Перемещение (а—в) и стационарирование (г, д) южного циклона.

а — 3 февраля 1983 г., 12 ч 17 мин; б — 4 февраля 1983 г., 12 ч 02 мин;
в — 5 февраля 1983 г., 11 ч 53 мин; г — 28 января 1981 г., 08 ч 54 мин;
д — 28 января 1981 г., 20 ч 33 мин.

кучевообразной облачности в их тылу. При отсутствии в облачности ныряющего циклона четко выраженных выбросов перистых облаков он смещается в направлении основной облачной массы вихря (рис. 6.4.9).

Южные циклоны выходят на ЕТС при наличии в их облачном поле следующих структурных деталей (рис. 6.4.10 а): четко оформленные выбросы перистых облаков в северо-восточном направлении (А); сформировавшаяся облачность холодного фронта (Б), начинающий формироваться вихрь (В); струйное течение на холодном фронте (Г); кучевообразная облачность в тылу холодного фронта (Д), свидетельствующая об активной адвекции холода на южную периферию циклона. Южные циклоны остаются малоподвижными, если их облачность представляет собой скопление кучево-дождевых облаков, прикрытых сверху тонкой пеленой перистых, или уже сформировавшийся облачный вихрь (рис. 6.4.10 б), причем и в том и в другом случае отсутствует струйное течение.

О направлении перемещения антициклона или гребня, находящегося за холодным фронтом, можно судить по конфигурации облачной полосы за ним. Тыловой, холодный антициклон (гребень) перемещается в направлении наибольшего изгиба облачной полосы холодного фронта. Для медленно перемещающихся (малоподвижных) антициклонов характерен антициклонический профиль облачных полос на их периферии.

6.5. Регенерация циклонов и антициклонов

Регенерация — это такой процесс, при котором старое затухающее барическое образование возрождается и активизируется или же (не обязательно старое образование) начинает резко усиливаться. Регенерирующие циклоны в дальнейшем проходят тот же путь развития, который характерен для вновь образовавшихся возмущений, но на фоне более низкого давления.

Наиболее характерной ситуацией для регенерации циклона является вторжение новой порции холодного воздуха, происходящее за арктическим фронтом в тылу циклона. В таких случаях вблизи центра циклона начинается падение давления и происходит вторичное его углубление.

Регенерировать могут высокие и низкие циклоны. Первый случай представляет наибольший интерес, так как процесс регенерации циклона начинается после того, как он достиг последней стадии своего развития и должен заполняться. Регенерация любого циклона, в том числе и высокого, осуществляется тогда, когда в его тыл поступает порция более холодного воздуха по периферии другой депрессии.

Типичная схема термобарического поля, при котором происходит регенерация циклонов, вызванная меридиональным вторжением холодного воздуха, представлена на рис. 6.5.1. Циклоны H_1

и H_2 (на рис. 6.5.1 их приземные центры отмечены точками) являются высокими, так как их центры у Земли и на поверхности 500 гПа расположены достаточно близко друг к другу. Контрасты температуры в центральной области циклона H_2 , совпадающей с очагом холода, малы, адвективные изменения температуры ввиду параллельности изогипс АТ и изотерм ОТ практически отсутствуют, а фронтальная зона расположена на периферии данного циклона. Циклон H_1 , хотя и высокий, но еще термически неоднороден и занимает большую площадь, чем циклон H_2 .

При таком термобарическом поле и адвекции холода в тылу циклона слева от линии aa' создаются благоприятные условия

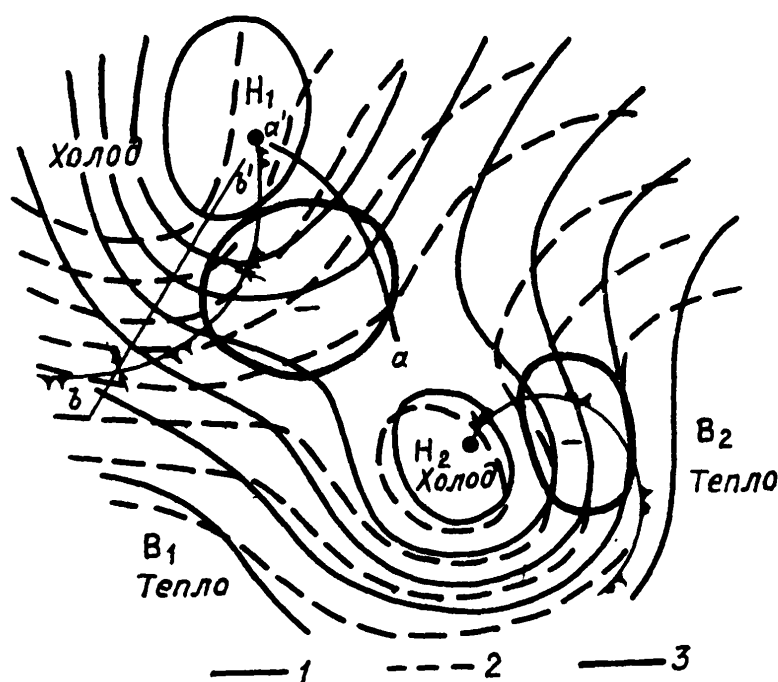


Рис. 6.5.1. Схема термобарического поля, при котором осуществляется регенерация циклона.

1 — изогипсы AT_{500} , 2 — изогипсы OT_{500}^{1000} , 3 — изаллогипсы AT_{500} .

для изменения давления в расположенной недалеко от него барической седловине. Оно обусловлено следующими факторами:

1. Распределение адвекции здесь таково, что способствует увеличению контраста температуры вблизи фронтального раздела

$$\left(\frac{dT}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + C \frac{\partial T_v}{\partial s} > 0 \right).$$

2. Барическое поле вправо от линии bb' и у самой линии таково, что перенос вихря $H_n \frac{\partial}{\partial s} \Delta H$ на большой площади обуславливает значительное падение давления.

3. При большом градиенте геопотенциала (большом H) наблюдается уменьшение циклонической кривизны изогипс АТ по потоку и их расходимость.

Циклон, в передней части которого на большом участке имеются благоприятные условия для падения давления, оказывает влияние на изменение давления в расположенной недалеко от него барической седловине.

В передней части циклона H_2 происходит переход от циклонической к антициклонической кривизне изогипс АТ по течению, что

обуславливает здесь падение давления. Эта область падения давления совмещается с областью падения давления в седловине, что приводит к циклонической перестройке барического поля — объединению циклонов H_1 и H_2 . Вследствие падения давления, распространившегося на седловину, циклон H_2 на высотах утрачивает замкнутую циркуляцию; массы холодного воздуха за холодным фронтом циклона H_1 устремляются в тыловую часть циклона H_2 , и область холода в нем, объединяясь с ложбиной холода депрессии H_1 , утрачивает самостоятельное значение. Горизонтальные градиенты температуры в циклоне H_2 заметно возрастают, и он, оказавшись под новой фронтальной зоной, смещается в направлении высотных потоков.

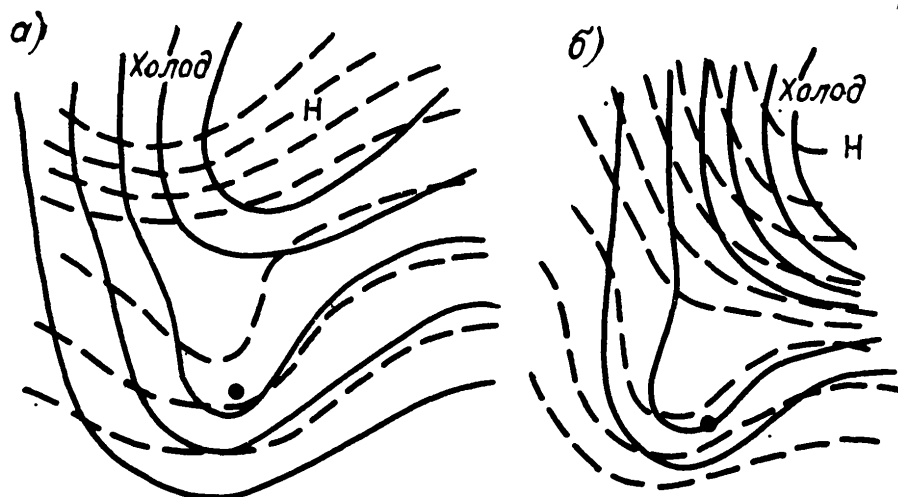


Рис. 6.5.2. Термобарическое поле, благоприятное (а) и неблагоприятное (б) для регенерации низкого циклона.

Усл. обозначения см. рис. 6.5.1.

Холодный фронт входит в циклон H_2 , оформляется новый теплый сектор и одновременно усиливаются изаллобарические области у поверхности Земли и на высотах.

Для того чтобы судить о возможности регенерации низкого циклона, необходимо исходить из структуры термобарического поля. Как и в случае регенерации высоких циклонов, регенерация низких циклонов происходит в результате затока в его систему более холодного воздуха, обычно за новым холодным фронтом; например, когда циклон возникает на фронте умеренных широт, а затем в него втягивается арктический фронт. При этом структура термобарического поля должна быть такова, чтобы обеспечивала падение давления в его передней части (рис. 6.5.2), т. е. должно наблюдаться уменьшение циклонической кривизны изогипс АТ вдоль потока и их расходимость.

Регенерация антициклона осуществляется также в случае увеличения в его области горизонтальных градиентов температуры и усиления ветра на высотах.

Различают два вида регенерации антициклонов — регенерация непосредственно старого антициклона и возобновление антицик-

лонической деятельности в том или ином районе, связанное с образованием нового ядра, поглощающего затем старый антициклон.

Процесс регенерации старого антициклона, приводящий к росту давления в его центральной части, несколько отличается от процесса регенерации циклонов. Это различие обусловлено тем, что проникновение холодного воздуха в центральную часть старого антициклона в нижних слоях невозможно вследствие дивергенции ветра в слое трения. В этом случае происходит усиление высотной фронтальной зоны над антициклоном.

Второй тип регенерации, по существу, представляет процесс антициклогенеза, осуществляющегося на периферии высокого малоподвижного антициклона. Вновь возникший антициклон проходит последовательно все стадии развития и затем превращается в основное образование, тогда как старый антициклон превращается в его отрог.

6.6. Построение карты будущего положения барических образований и фронтов у поверхности Земли

Численные прогностические карты приземного давления, поскольку они объективно отражают влияние основных физических факторов, вызывающих изменение давления, дают первое представление о будущем приземном барическом поле. Однако эти карты часто страдают погрешностями, вызываемыми теми или другими упрощающими предположениями, которые содержатся в конкретной численной схеме прогноза; поэтому такие карты нуждаются в корректировке.

Корректировка численной карты оказывается возможной, когда известно, к какой ошибке прогноза должно привести то или иное упрощающее предположение, допущенное в данной численной схеме. Например, в численной синоптико-гидродинамической схеме будущее положение циклонических центров рассчитывается в предположении, что они перемещаются по ведущему потоку, т. е. не учитывается конкретная аномальность их перемещения; рассчитав будущее перемещение циклона с учетом этой аномальности либо даже путем криволинейной экстраполяции (об этих способах расчета см. п. 6.4), получим более точное будущее положение центра циклона. Соответствующей корректуры требуют численные прогнозы, не учитывающие влияния орографии и других факторов. Наконец, на достаточно большом материале могут быть выявлены систематические ошибки в численном прогнозе перемещения и эволюции барических образований при тех или других синоптических условиях; тогда с учетом этих ошибок можно исправить численный прогноз.

Часто роль факторов, не учтенных данной численной схемой прогноза приземного барического поля, практически не удается выявить, в то же время этот прогноз вызывает сомнение. Может

оказаться, что численный прогноз по каким-либо причинам отсутствует. В таких случаях карта будущего приземного барического поля составляется вручную по следующей методике.

Основными материалами для построения приземной карты будущего положения служат карты анализа барического поля (приземная, AT_{500} и др.) в исходный и предшествующий сроки наблюдений. Существенную помощь здесь могут оказать прогностические численные карты AT .

Обычно приземные карты будущего положения строят на 12, 18, 24 и 36 ч вперед, считая от срока наблюдений, для которого составлены исходные синоптические карты. Основой для построения приземной карты будущего положения является определение общей тенденции развития атмосферных процессов с помощью изложенных выше общих принципов и отдельных правил (правил прогноза перемещения и эволюции барических образований, атмосферных фронтов, правил прогноза изменения давления в отдельных точках и т. д.).

Построение карты будущего положения заключается в выполнении ряда операций. Последние чаще всего производят в такой последовательности:

- а) определяют будущее положение центров циклонов и антициклонов, а также осей ложбин и гребней;
- б) находят будущее положение фронтов;
- в) решают вопрос об эволюции (и возникновении) барических образований и находят будущие значения давления в центрах циклонов и антициклонов и на осях ложбин и гребней;
- г) рассчитывают будущие значения давления в различных географических пунктах;
- д) проводят изобары.

При выполнении первых трех операций используют указания, данные в пп. 6.2—6.5. Согласно этим указаниям, при прогнозе перемещения барических образований у поверхности Земли широко используется правило ведущего потока совместно с другими правилами и приемами. Прогноз возникновения и эволюции барических образований основывается на оценке вероятной роли различных факторов, определяющих изменение давления в особых точках барического поля. Известную помощь в прогнозе перемещения и эволюции барических образований может дать использование снимков с ИСЗ. Несколько подробнее остановимся на выполнении операции г — расчете будущего значения давления в различных пунктах.

Эти пункты выбирают таким образом, чтобы они были распределены на рассматриваемой территории более или менее равномерно и число их было бы достаточным для последующего уверенного проведения изобар. Расстояние между ближайшими пунктами не должно превышать 400—500 км.

Наиболее употребительными являются два способа расчета будущего давления в различных пунктах: 1) перенос приземного давления вдоль изогипс AT_{700} или AT_{500} , 2) расчет по барическим

тенденциям вдоль путей переноса. Для каждого пункта по возможности расчет ведется обоими способами. Если они дают неодинаковые результаты, то за будущее значение давления обычно берется некоторое промежуточное значение, как будет указано далее.

В основе первого способа расчета будущего давления лежит теоретическое положение о том, что локальные изменения приземного давления в значительной степени обусловлены его адвекцией. В соответствии с опытом принимается, что приземное барическое поле перемещается по направлению изогипс AT_{700} или AT_{500} со скоростью, пропорциональной скорости ветра на поверхности 700 или 500 гПа. При этом учитывается то изменение поля H_{700} или H_{500} , которое должно произойти к моменту, для которого строится прогностическая карта. К значению давления, найденному путем переноса, вводятся поправки, обусловленные эволюцией и аномальностью перемещения барических образований у поверхности Земли.

Для отыскания пути переноса давления с учетом ожидаемого изменения поля H_{700} или H_{500} лучше всего использовать уже имеющиеся прогностические карты AT_{700} или AT_{500} . С помощью их и карты AT_{700} или AT_{500} за исходный срок наблюдений путь переноса давления для каждого пункта определяется подобно тому, как по картам за два (или более) последующих срока отыскивается траектория воздушной частицы, которая должна переместиться к данному пункту. О нахождении траекторий воздушных частиц говорится в гл. 3. Отличие между нахождением пути переноса давления и отысканием траектории воздушной частицы состоит в том, что в первом случае скорость переноса берут равной 0,8 (а не 1,0) скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,6 (а не 1,0) скорости ветра на поверхности 500 гПа.

Если прогностические карты AT_{700} и AT_{500} отсутствуют, то для отыскания пути переноса давления сначала используют карту AT_{700} или AT_{500} исходного срока. На ней от выбранного пункта откладывают отрезок вдоль изогипсы по направлению, противоположному направлению изогипсы, т. е. вверх по потоку. Длина этого отрезка должна быть равна (в масштабе используемой карты AT) величине переноса со скоростью, равной 0,8 средней скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,6 средней скорости ветра на поверхности 500 гПа. Здесь имеется в виду средняя скорость фактического или градиентного ветра в исходный срок вдоль упомянутого отрезка. Затем для получения начальной точки пути переноса от найденного начала отрезка следует мысленно переместиться в ту или другую сторону (вправо или влево, вперед или назад, смотря по направлению изогипс) на некоторое расстояние, соответственно ожидаемому изменению направления изогипс и градиента геопотенциала H_{700} или H_{500} . Вопрос об изменении поля H_{700} или H_{500} в этом случае решается путем приближенной оценки возможных изменений H_{700} или H_{500} в различных точках, подобно тому, как это делается при прогнозе

перемещения барических образований у поверхности Земли. В том случае, когда вдоль указанного отрезка происходят лишь небольшие изменения барического поля, его начало можно принять за начальную точку переноса давления.

При нахождении путей переноса давления полезно использовать экстраполяционную линейку, на которой отмечены расстояния в главном масштабе карты, соответствующие различным скоростям переноса приземного давления за 24 ч.

Давление в начальной точке переноса в исходный срок, если только не ожидается существенной эволюции и аномальность перемещения барических образований у поверхности Земли вдоль линии переноса, принимается за прогнозируемое давление во взятом пункте. Зачастую барические образования испытывают более или менее существенную эволюцию, а потому к исходному давлению в начальной точке переноса нужно ввести соответствующую поправку. Знак и значение этой поправки определяются сравнительно просто в тех случаях, когда по прогнозу рассматриваемый пункт окажется вблизи центра циклона или антициклона (или же вблизи оси ложбины или гребня) у поверхности Земли. Тогда поправка принимается равной ожидаемому изменению давления в центре барического образования (или на оси ложбины или гребня). При усилении антициклона и заполнении циклона поправка будет положительной, при ослаблении антициклона и углублении циклона — отрицательной.

Для пунктов, которые окажутся на значительном удалении от барических центров (или осей ложбин и гребней), значение поправки берется пропорциональным ожидаемому изменению давления в барическом центре (или на оси ложбины или гребня) и времени, в течение которого данный пункт будет находиться в области барического образования у поверхности Земли. Обычно поправка оказывается неодинаковой для различных пунктов. Значение поправки можно определить, интерполируя изменение давления в двух соседних барических центрах, между которыми будет находиться рассматриваемый пункт. Например, если предполагается, что за 24 ч давление в центре антициклона увеличится на 5 гПа, а давление в центре соседнего с ним циклона понизится на 5 гПа, то в пункте, который в ближайшие 12 ч будет находиться в циклоне, а в последующие 12 ч — в антициклоне (и недалеко от прямой, проходящей через их центры), значение поправки близко к нулю. Если ожидается, что давление в центрах циклона и антициклона повысится на 5 гПа, то поправку для этого пункта также следует принять равной +5 гПа.

В случае, если барическое образование у поверхности Земли будет перемещаться в резком несоответствии потоку на поверхности 700 или 500 гПа, следует ввести дополнительную поправку на аномальность перемещения. Здесь имеются в виду случаи, когда барическое образование перемещается со скоростью, значительно отличающейся от 0,8 (0,6) скорости ветра на поверхности 700 (500) гПа, либо оно перемещается, отклоняясь на большой

угол вправо или влево от направления изогипс АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀. В непосредственной близости от места ожидаемого положения центра барического образования эта поправка равна разности между значениями давления в исходный срок в центре циклона или антициклона у поверхности Земли и в начальной точке пути переноса, полученного без учета аномальности. Для пунктов, находящихся на том или другом удалении от ожидаемого положения барического центра, абсолютная дополнительная поправка соответственно уменьшается.

Может оказаться, что в области рассматриваемого циклона или антициклона у поверхности Земли ввиду небольших его размеров требуется произвести расчет лишь для одного—трех пунктов вблизи ожидаемого положения барического центра. Тогда во избежание введения дополнительной поправки пути переноса целесообразно брать не вдоль изогипс АТ, а параллельно траектории ожидаемого перемещения барического центра у поверхности Земли. Скорость переноса следует брать равной ожидаемой скорости перемещения барического центра.

При втором способе расчета будущее давление p в том или ином пункте принимается равным $p = ka$, где a — средняя тенденция в исходный срок вдоль пути переноса давления, k — число 3-часовых интервалов от исходного срока до момента, для которого составляется прогностическая карта (при прогнозе на сутки вперед $k = 8$). Путь переноса отыскивается точно так же, как и при первом способе. Если вдоль пути переноса значения тенденции резко неодинаковы, то его мысленно разбивают на отдельные участки, определяют значения тенденции для этих участков и тенденцию a определяют как среднее из значений, полученных для отдельных участков с учетом их относительной длины. При использовании барических тенденций следует принимать во внимание их суточный ход. По возможности также следует учитывать эволюцию изаллобарических областей и аномальность их перемещения.

Приближенное суждение о последующей эволюции областей падения и роста давления можно получить, прежде всего, из предварительно сделанных выводов о дальнейшей эволюции тех барических образований у поверхности Земли, с которыми связаны изаллобарические области. При этом полезно иметь в виду и предшествующую эволюцию барических образований и изаллобарических областей. Например, если ожидается, что циклон углубится на значительно меньшую величину, чем в истекшие сутки, а связанная с ним область падения давления в истекшие сутки не изменила своей интенсивности, то можно предположить, что в следующие сутки она несколько ослабнет. Представление о будущей эволюции изаллобарических областей в отдельных случаях могут дать и другие соображения, вытекающие из анализа синоптических процессов. Так, можно прийти к выводу об увеличении области роста давления в том или другом районе в связи с усилением адвекции холода.

Аномальность перемещения изаллобарических областей чаще всего бывает связана с аномальностью перемещения самих приземных барических образований, об учете которой говорилось выше. Иногда перемещение изаллобарических областей не соответствует ни высотному потоку, ни перемещению приземных барических образований (например, отдаление области падения давления от центра циклона при выделении частного циклона у точки окклюзии). Дополнительные указания о будущем перемещении и эволюции изаллобарических областей дает экстраполяция их предшествующего перемещения и развития.

Если ожидается, что в течение суток знак изменения давления сменится на противоположный, то следует примерно определить время, когда произойдет смена знака. Затем находят среднее значение барической тенденции отдельно для промежутков времени, в которые будет происходить рост и падение давления, и каждую из них умножают на соответствующее число 3-часовых интервалов.

Будущие значения давления, найденные для того или другого пункта двумя указанными способами, сравнивают друг с другом. Для тех пунктов, где они хорошо согласуются между собой (расхождение составляет не более 2—3 гПа), за будущее значение давления можно принять любое из найденных. Если же полученные значения сильно разнятся между собой, то нужно выяснить причины расхождения и в соответствии с этим решить, какому из найденных значений отдать предпочтение. Выясняя причины расхождения, обычно следует проверить, насколько правильно составленное ранее заключение о будущем перемещении и эволюции барических образований.

При быстром перемещении барических образований лучшие результаты, как правило, дает первый способ, если только при отыскании путей переноса давления используются прогностические карты AT_{700} или AT_{500} . При этих условиях за будущее значение давления можно принять промежуточное из значений, полученных двумя способами, но более близкое к результату первого способа. Когда вблизи рассматриваемого пункта не ожидается какого-либо хорошо выраженного приземного барического образования или когда путь переноса определялся при отсутствии прогностических карт AT_{700} и AT_{500} , лучшие результаты можно ожидать от второго способа. Промежуточное значение будущего давления в таких случаях берется более близким к результату второго способа. Иногда для некоторых пунктов использование какого-либо одного из указанных двух способов представляет большие затруднения. Тогда берут значение давления, полученное только тем способом, применение которого дает большую уверенность.

Определив будущее давление в нужном числе пунктов, проводят изобары, кратные 5 гПа. В необходимых случаях для выделения того или иного барического образования могут проводиться и промежуточные изобары. Характер поля, изображенного с по-

мощью изобар, в свою очередь дает некоторые указания, насколько верно составлена карта. Суждение об этом можно получить по конфигурации изобар и густоте их в том или другом районе. Если где-либо изобары оказываются неестественно сгущенными или разреженными, это указывает на неточность прогноза поля давления в этом районе. Иногда оказываются несогласованными между собой предварительно найденное положение особой точки или линии приземного барического поля (например, оси ложбины) и то положение, на которое указывают изобары. Тогда нужно еще раз проверить, насколько правильно было определено будущее положение центров соответствующих циклонов или антициклонов или осей ложбин и гребней, а также насколько верно была предсказана эволюция барических образований. О вероятной будущей густоте изобар в том или другом районе можно составить достаточно правильное представление по характеру исходного поля давления и на основании общих соображений о последующем развитии процессов.

Глава 7:

Атмосферные фронты

7.1. Классификация фронтов

Атмосферные фронты — переходные зоны или поверхности раздела между различными по свойствам воздушными массами, как правило, характеризующиеся относительно повышенными значениями горизонтальных градиентов температуры воздуха и давления, а также особенностями в полях ветра и влажности воздуха. С атмосферными фронтами связаны наиболее сложные условия погоды, опасные и особо опасные явления.

Атмосферные фронты разделены на группы в зависимости от различных условий и признаков: а) по их перемещению относительно расположения разделяемых фронтами воздушных масс; б) по пространственной (вертикальной и горизонтальной) протяженности и циркуляционной значимости; в) по географическим признакам.

По относительному перемещению фронты разделяют на теплые, холодные, малоподвижные, фронты окклюзии (теплые, холодные и нейтральные).

По пространственной протяженности и циркуляционной значимости фронты разделяются на основные (тропосферные, высокие), вторичные (приземные, низкие) и верхние.

По географическим признакам фронты разделяются на арктические и полярные (фронты умеренных широт). Выделяется также внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), называемая ранее тропическим фронтом.

Вертикальную протяженность фронтов определяют по полю температуры, используя для этого, в первую очередь, карту OT_{1000}^{500} . Если по карте OT_{1000}^{500} четко видна фронтальная зона, соответствующая фронту у поверхности Земли, то какой фронт называют основным (тропосферным, высоким). У основных фронтов скачок температуры при переходе через линию фронта у поверхности Земли обычно превышает 5°C . В высотной фронтальной зоне, связанной с основным фронтом, контрасты температуры в средней тропосфере обычно превышают $8^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$ (градиент относительного геопотенциала H_{1000}^{500} более 16 гп. дам/1000 км).

Фронты, определяемые по географическому признаку (арктические, полярные, а также ВЗК) являются основными.

Фронты, которые существуют у поверхности Земли, но в поле температуры на высотах либо совсем не обнаруживаются, либо прослеживаются до небольшой высоты (часто не видны уже на поверхности 850 гПа), относятся ко вторичным (приземным, низким). Холодные вторичные фронты чаще всего образуются в тылу циклонов при возникновении сходимости потоков в нижних слоях атмосферы.

Верхними называются фронты, отсутствующие у поверхности Земли, но достаточно хорошо выраженные на высотах. Они могут быть обнаружены только по характеру облачности и осадкам или одновременно и в поле температуры на каком-либо уровне. Причины образования верхних фронтов различны. Например, они могут образовываться вследствие фронтогенеза, возникшего лишь в верхних слоях тропосферы, или вследствие размывания фронта у поверхности Земли, но еще сохранившегося на высотах. Верхний фронт возникает также в процессе окклюдирования как один из компонентов фронта окклюзии. Наконец, зимой верхним может быть замаскированный у поверхности Земли фронт, перемещающийся над тонким приземным слоем сильно выхоложенного воздуха. Такой слой в течение длительного времени может сохраняться над одним и тем же районом, не участвуя в общем движении воздуха.

В ряде случаев по данным на синоптических картах крупного масштаба, также по данным спутниковых и радиолокационных наблюдений обнаруживаются узкие зоны конвективной облачности, часто с грозами и шквалами (линии неустойчивости, линии шквалов), а также другие циркуляционные разделы (разделы вдоль берега моря, кромки арктических льдов и т.п.), по ряду признаков сходные с атмосферными фронтами, но не являющиеся ими. О линиях неустойчивости несколько подробнее будет сказано далее.

7.2. Высотные фронтальные зоны

Зоны относительно повышенных горизонтальных градиентов температуры (и давления), прослеживаемые на картах барической топографии, называют высотными фронтальными зонами (ВФЗ).

Прохождение ВФЗ вызывает значительные локальные изменения метеорологических величин не только в нижней и средней тропосфере, но и в верхней тропосфере и нижней части стратосферы.

Тропопауза в ВФЗ или сильно наклонена, или разорвана. Стратосфера в холодном воздухе начинается на меньшей высоте, чем в теплом. Таким образом, когда в холодной стороне ВФЗ понижение температуры с высотой прекращается, на противоположной ее стороне температура еще продолжает понижаться. Вследствие этого выше уровня тропопаузы в холодном воздухе горизонтальный градиент температуры быстро уменьшается. Затем его направление меняется на противоположное, а значение постепенно возрастает и достигает максимума в большинстве случаев на уровне тропопаузы теплого воздуха. Выше этого уровня горизонтальные градиенты температуры обычно снова уменьшаются.

В результате при большой разности высот тропопаузы с разных сторон тропосферной фронтальной зоны в нижней части стратосферы также возникает фронтальная зона. Она наклонена в противоположную сторону по сравнению с наклоном фронтальной зоны в тропосфере и отделена от нее слоем с малыми горизонтальными градиентами температуры. В стратосфере могут возникнуть зоны больших горизонтальных градиентов температуры, явно не связанные с тропосферными фронтальными зонами. Главную роль в их образовании играют радиационные факторы.

В ВФЗ направление изотерм с высотой изменяется мало; ветер стремится принять направление, параллельное изотермам средней температуры нижележащего слоя воздуха, и усиливается, переходя в верхней части тропосферы в струйные течения.

Таким образом, фронтальные зоны характеризуются как большими горизонтальными градиентами температуры, так и значительными скоростями ветра.

Однозначной связи между фронтальными зонами на высотах и атмосферными фронтами не существует. Нередко два примерно параллельных друг другу фронта, хорошо выраженных внизу, сливаются в верхних слоях в одну широкую фронтальную зону. В то же время не всегда при наличии фронтальной зоны на высотах существует фронт у поверхности Земли. Фронт в нижних слоях отмечается, как правило, там, где наблюдается приземная конвергенция трения. При дивергенции ветра признаки существования фронта обычно отсутствуют.

Таким образом, фронтальная зона, непрерывная на большом протяжении на высотах, в нижнем слое тропосферы часто разделяется на отдельные участки — существует в циклонах и отсутствует в антициклонах.

В средней и верхней тропосфере высотные фронтальные зоны часто опоясывают все полушарие Земли. Такие фронтальные зоны называются планетарными.

Изменение контраста температуры в области фронтальной зоны определяется в первую очередь характером горизонтального переноса воздуха с различной температурой. Существенную роль играют также вертикальные движения и трансформация воздуха. В обширных горных районах с высокими горными цепями на изменение контраста температуры сильно влияет рельеф.

В фронтальных зонах концентрируются большие запасы энергии, поэтому в них, как правило, сильно изменяется давление и происходят процессы цикло- и антициклогенеза. Здесь развиваются интенсивные вертикальные движения. С планетарными фронтальными зонами неразрывно связаны струйные течения.

7.3. Пространственная структура атмосферных фронтов

Атмосферный фронт не является геометрической поверхностью, не имеющей толщины, а представляет собой некоторый переходный слой, в котором происходит изменение основных метеорологических величин (температуры, ветра, влажности, давления), существенное для динамики атмосферы.

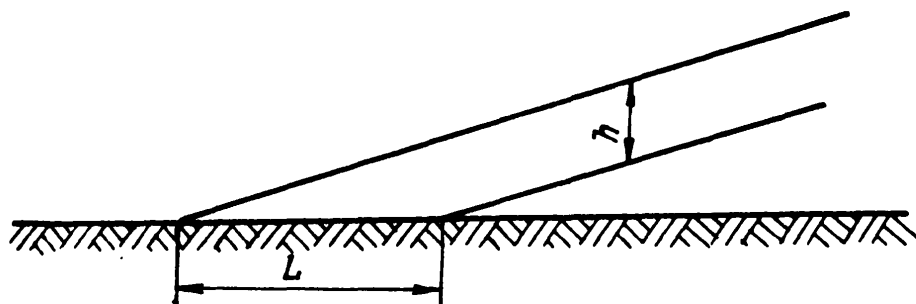


Рис. 7.3.1. Вертикальный разрез фронтального переходного слоя (масштаб по вертикали и горизонтали различен).

L — ширина переходной зоны, h — толщина переходного слоя.

На любом уровне фронт представляет собой не линию, а некоторую переходную зону, а условная линия фронта находится посреди этой зоны.

Переходная зона у поверхности Земли имеет ширину несколько десятков километров, а толщина переходного слоя в вертикальной плоскости составляет несколько сотен метров (рис. 7.3.1). Горизонтальная протяженность линии фронта составляет сотни и тысячи километров.

При анализе синоптических карт фронт проводится в виде одной линии. Лишь на вертикальных разрезах атмосферы круп-

ного масштаба иногда удается разделить нижнюю и верхнюю границы переходного слоя.

Угол наклона фронтальной поверхности к горизонту составляет примерно 1° . Установлено, что тангенс угла наклона фронта имеет порядок 0,01—0,03, а для катафронтов — около 0,001.

Известные теоретические формулы наклона фронтальной поверхности неприменимы к пограничному слою атмосферы, так как при их получении не учитывались особенности распределения ветра в этом слое: здесь при прочих равных условиях в холодных фронтах профиль является более крутым, чем в теплых фронтах.

При сильных ветрах фронтальная поверхность вблизи линии приземного фронта в связи с турбулентным перемешиванием выражена нечетко и определение наклона ее затруднено.

Еще более важным следствием отклонения приземного ветра от геострофического является конвергенция ветра вдоль линии фронта. Вследствие конвергенции замедляется движение фронта и усиливается восходящее движение теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности. По этой же причине в действительности отсутствуют абсолютно стационарные фронты. Если линия фронта параллельна изобарам, то все же происходит хотя бы и небольшое перемещение линии фронта. На наличие восходящих движений вдоль поверхностей малоподвижных фронтов, в частности, указывают наблюдающиеся здесь зоны облачности и осадков.

7.3.1. Фронты в поле давления и ветра

Соприкосновение воздушных масс различных плотностей вдоль наклонной фронтальной поверхности отражается на форме барического поля у линии фронта.

Теория и опыт анализа карт погоды показывают, что линии фронтов проходят вдоль осей барических ложбин (явных или замаскированных) и не могут располагаться вдоль оси барического гребня, хотя и могут пересекаться по нормали к их осям. В связи с разностью плотностей разделяемых фронтом воздушных масс и неодинаковыми слагающими скорости ветра, направленными в них параллельно фронту, у линии фронта в горизонтальной плоскости в барическом поле образуется ложбина. В вертикальном сечении изобарические поверхности, пересекая фронт, прогибаются книзу. В зоне фронта на высотах также образуется барическая ложбина, которую из-за относительно небольшого числа данных на картах барической топографии не всегда удается обнаружить.

С высотой теплый сектор расширяется, т.е. линии теплого и холодного фронтов смещаются в сторону холодной воздушной массы по отношению к их положению у поверхности Земли. В то же время с высотой обычно расширяется и сама фронтальная зона (рис. 7.3.2).

Оси барических ложбин с высотой смещаются в сторону более низких температур и сближаются с осями термических ложбин. Наибольшие контрасты температуры создаются при этом на периферии высотных ложбин. Именно по этой причине в средней и верхней тропосфере наблюдается несовпадение положения линий высотных фронтов и осей высотных ложбин. Холодные фронты располагаются далеко в передней части высотной ложбины, а теплые — в тыловой. При этом циклоническое искривление изогипс на картах АТ в зоне фронта обычно выражено слабо.

В соответствии с полем давления фронт четко проявляется и в поле ветра. Если фронт лежит на оси явно выраженной бари-

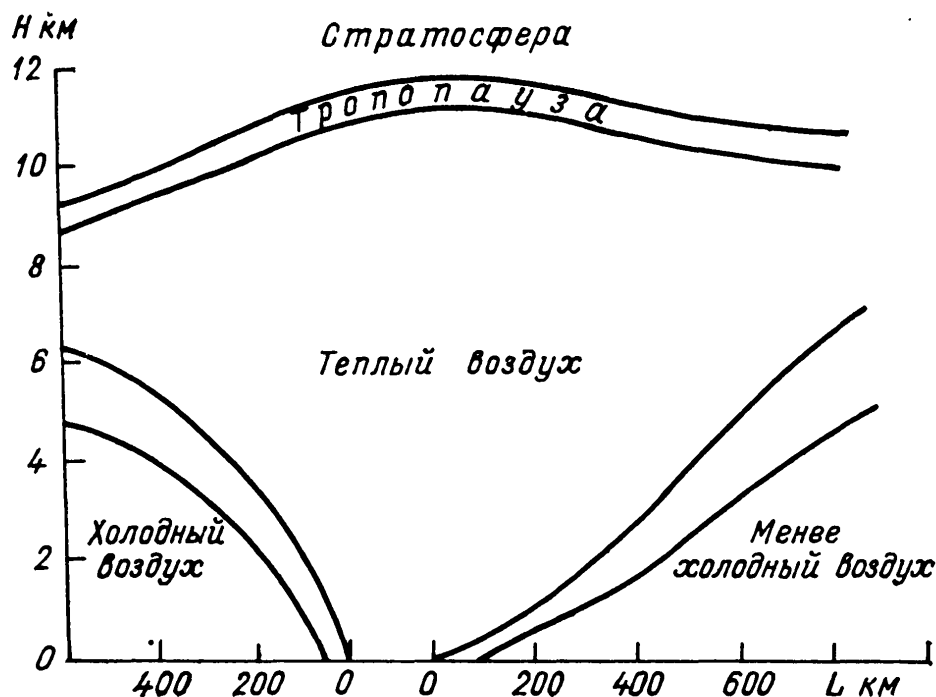


Рис. 7.3.2. Схематический вертикальный разрез атмосферных фронтов в циклоне.

ческой ложбины, то прохождение его сопровождается поворотом ветра вправо. Если фронт находится на периферии области высокого давления, где направление ветра как в теплом, так и в холодном воздухе примерно одинаково и параллельно самому фронту, скорость ветра оказывается больше с той стороны фронта, где давление выше. Такой фронт перемещается обычно очень медленно и прохождение его сопровождается только изменением скорости ветра.

В горных районах и на морских побережьях эта простая картина распределения и изменения ветра в области фронта может сильно осложняться.

На верхних уровнях, если фронт расположен на периферии крупномасштабной ложбины или области высокого давления, в соответствующей фронтальной зоне направление ветра по обе стороны фронта практически одинаково, а скорость ветра обычно велика. При этом зона максимальных ветров оказывается левее

(смотря по направлению потока) линии фронта, лежащей посреди наибольших горизонтальных градиентов температуры.

Данные ветрового зондирования могут служить для обнаружения фронтальной поверхности. При пересечении теплого фронта ветер с высотой поворачивает вправо, а при пересечении холодного фронта — влево. При пересечении стационарного фронта ветер с высотой резко изменяет направление на противоположное (если потоки в теплой и холодной воздушной массе противоположны по направлению), либо сохраняя направление, скачкообразно меняет скорость (при одинаковом направлении потоков в теплой и холодной массах воздуха). Направление и скорость ветра изменяются тем резче, чем на меньшей высоте находится фронтальная поверхность.

7.3.2. Фронты в поле барических тенденций

Значения и знаки изменения давления в зоне фронта зависят от значений барического градиента в передней и тыловой частях ложбины, с которой связан фронт, от скорости ее перемещения и знака эволюции. Чем больше барические градиенты в области

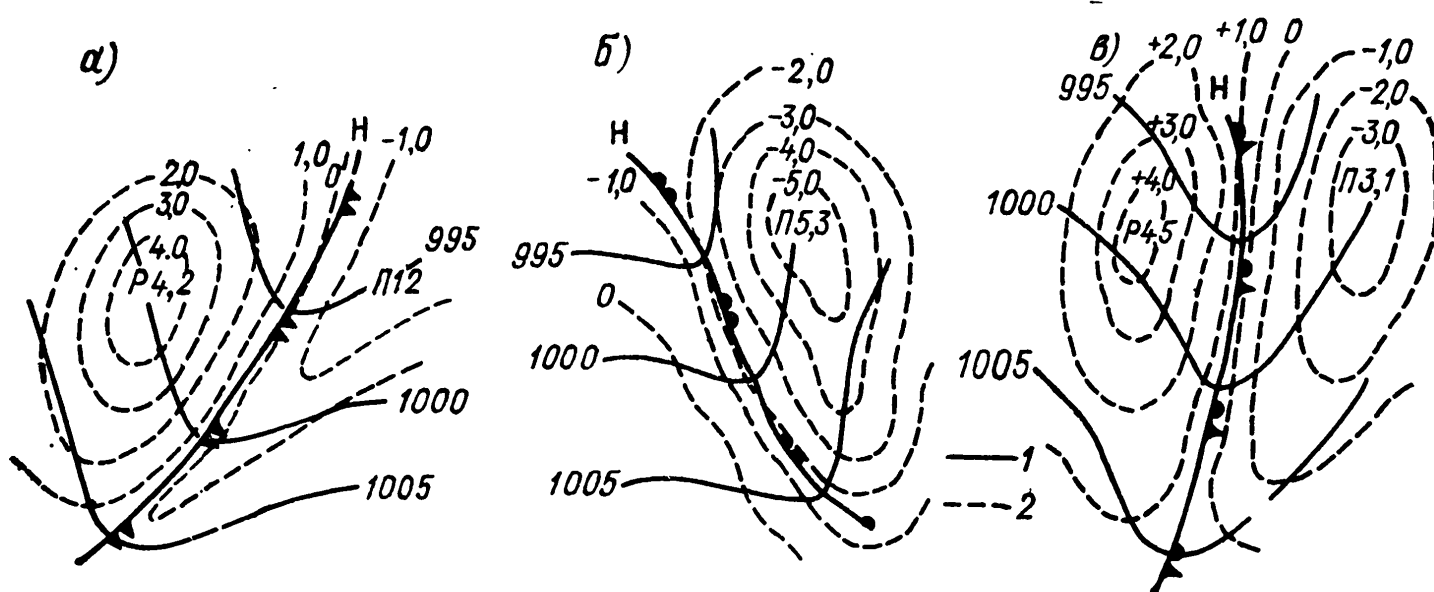


Рис. 7.3.3. Изобары (1) и области барических тенденций (2) у резковыраженных фронтов.

а — холодный фронт, б — теплый фронт, в — фронт окклюзии.

ложбины и чем быстрее она перемещается, тем при прочих равных условиях должны быть больше значения отрицательных барических тенденций перед фронтом и положительных за ним (рис. 7.3.3). Если глубина ложбины существенно не изменяется, то значения тенденций с обеих сторон фронта примерно одинаковы.

Углубление или заполнение ложбины вносит в поле барических тенденций большие или меньшие изменения. При углублении ложбины падение давления может наблюдаться и за фронтом,

но более слабое, чем перед ним. В заполняющейся ложбине барические тенденции могут стать положительными и перед фронтом, но их значения будут меньше, чем за фронтом.

Если происходит не только перемещение, но и эволюция барической ложбины, то характер относительного расположения изаллобарических областей у фронтов в общем сохраняется, но в случае быстрого углубления барической ложбины может наблюдаться существенное падение давления и за теплым фронтом, а также перед холодным. При заполнении барической ложбины за теплым фронтом и перед холодным иногда может наблюдаться рост давления.

При медленном перемещении фронта, сопровождающемся углублением барической ложбины, падение давления происходит по обе стороны фронта, особенно если на нем развиваются волны. В быстро заполняющихся ложбинах с фронтом окклюзии чаще всего наблюдается рост давления по обе стороны фронта. Таким образом, если фронт перемещается, то барические тенденции с разных сторон фронта различаются либо по знаку, либо при одинаковом знаке по величине. При прохождении фронта отмечается изменение хода кривой давления на барограмме. Поэтому представление о прохождении фронта через этот пункт дает характеристика барической тенденции. Она в таких случаях указывает либо на переход от падения давления к его росту, либо на ослабление падения давления, либо на усиление роста давления.

В области стационарных фронтов изменение давления обуславливается только эволюцией барического поля. Поэтому у таких фронтов барические тенденции либо близки к нулю (при слабой эволюции барического поля), либо примерно одинаковы по величине и знаку по обе стороны фронта (в случае существенной эволюции).

7.3.3. Фронты в поле температуры и влажности

Характер распределения температуры в области различных фронтов различен: на основных фронтах контраст температуры по горизонтали велик, на фронтах окклюзии он значительно меньше, а на приземных фронтах он часто совсем отсутствует. В идеализированном случае атмосферный фронт является поверхностью разрыва; в поле температуры на высотах он выражен так, как показано на схеме (рис. 7.3.4 а). В реальных условиях такого разрыва в поле температуры не наблюдается, так как в зоне фронта, вследствие возникающей здесь турбулентности, связанной со скачком в поле ветра, массы теплого и холодного воздуха постоянно перемешиваются и в результате фронт представляет собой переходный слой. Реальные распределения температуры в области фронта показаны на рис. 7.3.4 б, в и г (соответственно инверсия, изотермия и замедленное понижение температуры с высотой).

У поверхности Земли и на изобарических поверхностях активный фронт характеризуется большими горизонтальными градиентами температуры, которые часто сохраняются до значительных высот, вплоть до тропопаузы.

Фронты окклюзии имеют свои особенности в термическом поле. Здесь в результате вытеснения теплого воздуха кверху образуется гребень тепла. По особенностям изменения поля температуры с высотой можно выделить следующие три типа фронтов окклюзии.

Первый тип — нейтральная окклюзия, у которой контраст температуры между сомкнувшимися внизу холодными массами

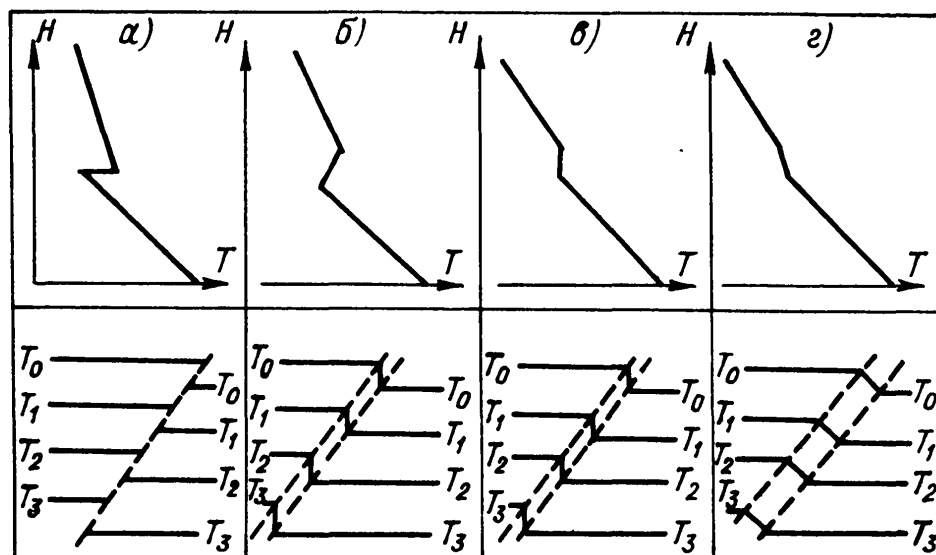


Рис. 7.3.4. Распределение температуры по вертикали в зоне фронта.

воздуха отсутствует. Этот случай показан на рис. 7.3.5 а. Гребень тепла с высотой расширяется, но ось не меняет своего положения, т.е. на разных уровнях находится на одной вертикальной поверхности.

Второй тип — теплый фронт окклюзии, верхний компонент которого имеет большую вертикальную протяженность и нормальный угол наклона (рис. 7.3.5 б). Гребень тепла на этом фронте выше уровня, до которого распространился процесс окклюдирования, и сильно сдвинут вперед (на расстояние 400—500 км по направлению движения фронта окклюзии). Этот сдвиг в зависимости от высоты, которой достиг процесс смыкания теплого и холодного фронтов, чаще всего наблюдается в слое между поверхностью Земли и поверхностью 850 гПа, редко между поверхностями 850 и 700 гПа. Выше в теплом воздухе ось гребня тепла уже не изменяет существенно свое положение.

К разновидности этого типа следует отнести окклюзию, теплый фронт, который уже на небольшой высоте переходит в инверсию (рис. 7.3.5 г). В этом случае гребень тепла, выше уровня которого произошло смыкание фронтов, сдвигается вперед на

значительно большее расстояние — приблизительно 800—1000 км (рис. 7.3.5 *г*).

Третий тип — холодный фронт окклюзии (рис. 7.3.5 *в*), на котором выше уровня окклюдирования также происходит сдвиг гребня тепла, но не вперед, а назад по движению. В большинстве случаев сдвиг наблюдается между поверхностью Земли и поверх-

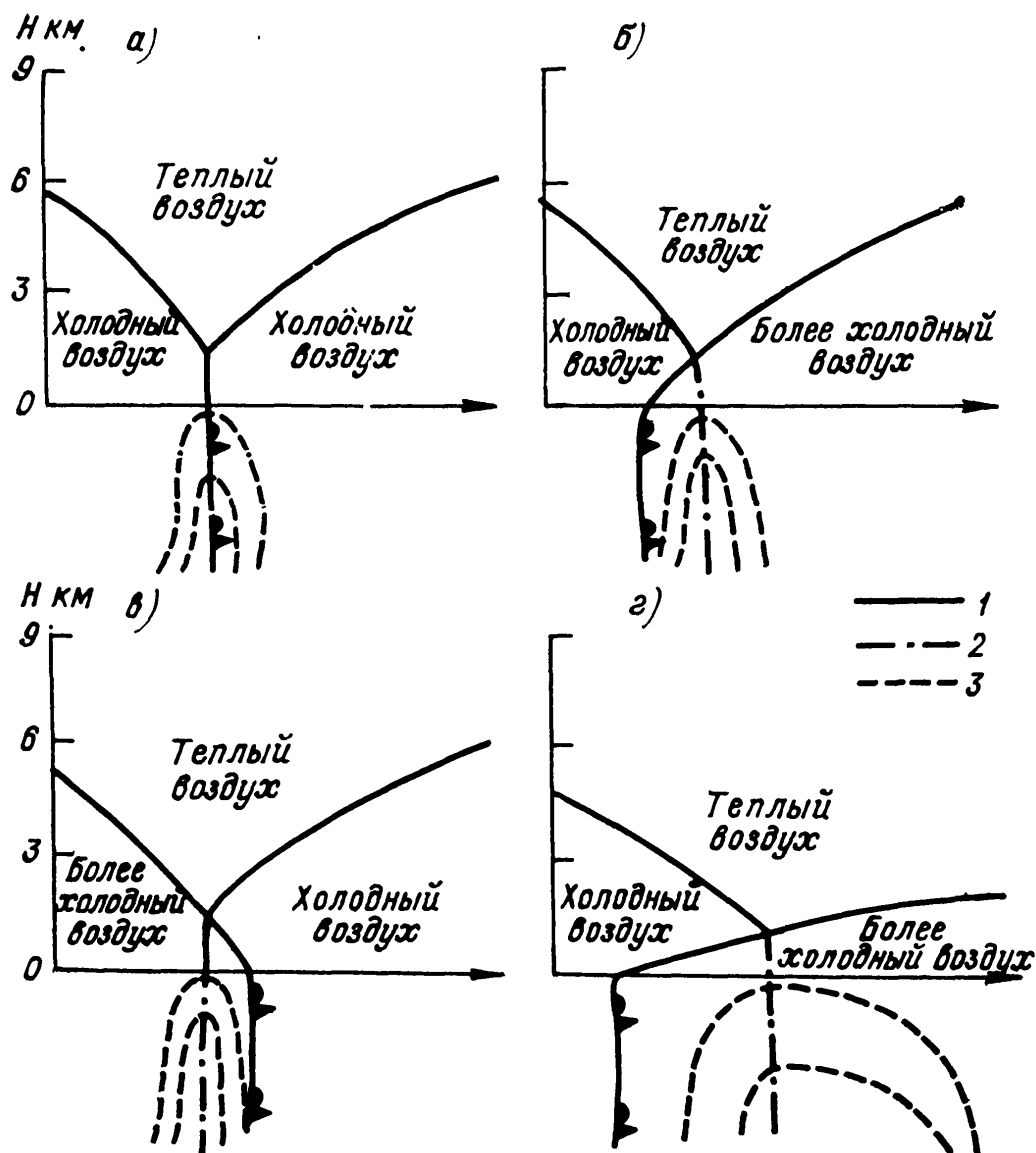


Рис. 7.3.5. Положение гребней тепла у различных типов окклюзий.

1 — линия фронта у поверхности Земли, 2 — ось термического гребня по карте ОТ $\frac{500}{1000}$, 3 — изотермы.

ностью 850 гПа. Такой тип фронта окклюзии, когда гребень тепла смещен назад по потоку, встречается очень редко.

Часто фронты располагаются внутри теплого сектора циклона, чаще всего в старых полярнофронтовых циклонах, регенерирующих на арктическом фронте, и представляют собой полярнофронтовые окклюзии. О характере фронта в теплом секторе циклона в таких случаях можно судить по полю температуры. Если в нижних слоях тропосферы ось гребня с высотой в теплом секторе резко сдвинута вперед или назад по отношению к приземной линии фронта, то фронт внутри теплого сектора является фрон-

том окклюзии; если сдвиг гребня тепла внутри теплого сектора отсутствует, — вторичным фронтом.

В большинстве случаев атмосферные фронты достаточно хорошо выражены в поле температуры не только на высотах, но и у поверхности Земли. Однако здесь влияние подстилающей поверхности, облачности и осадков приводит к возникновению ряда особенностей термического поля. Под влиянием этих факторов происходит выравнивание температуры у поверхности Земли за и перед фронтом, а иногда даже в холодной массе температура становится выше, чем в теплой и фронт становится маскированным в поле температуры. Поэтому для определения характера

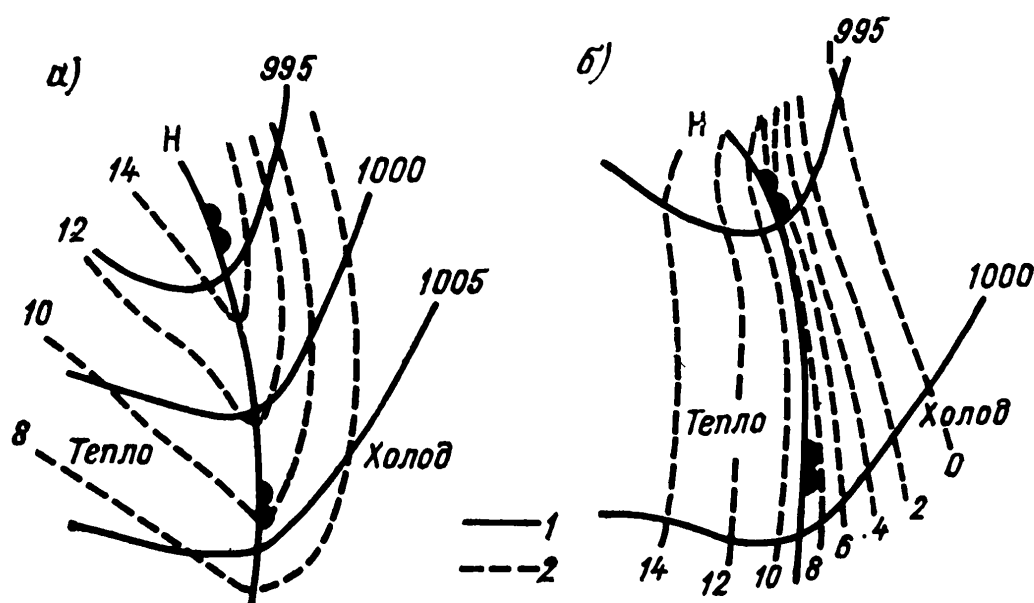


Рис. 7.3.6. Горизонтальное распределение значений точки росы в области фронтов.

а — первый тип распределения, б — второй тип распределения; 1 — изобары, 2 — изолинии точки росы.

фронта в первую очередь нужно пользоваться данными о распределении температуры на высотах.

Распределение влажности в области фронтов в нижней половине тропосферы различно в зависимости от характера погоды. Можно выделить два основных типа горизонтального распределения влажности на высотах.

Первый тип распределения относится к тем участкам фронта, где имеется плотная облачность и выпадают осадки. В этих случаях обычно значения точки росы (T_d) у линии фронта максимальны, а по обе стороны от фронта — уменьшаются, причем уменьшение в холодном воздухе больше, чем в теплом. Изолинии точки росы вырисовывают вдоль фронта гребень с уменьшающимися значениями T_d от центра циклона к периферии (рис. 7.3.6 а). Положение оси этого гребня может несколько варьировать в зависимости от распределения осадков, но чаще всего она совпадает с линией фронта. Таким образом, этот тип распределения T_d характеризуется большими значениями точки росы и относительно малыми ее горизонтальными градиентами в области

фронта. Наибольшие градиенты точки росы наблюдаются в холодном воздухе вблизи границы зоны осадков.

Второй тип распределения влажности относится к размытым фронтам, где нет плотной облачности или облачность вообще отсутствует. В этом случае наблюдается постепенное уменьшение значений точки росы от теплого воздуха к холодному, причем в холодном воздухе непосредственно у линии фронта горизонтальный градиент влажности наибольший (рис. 7.3.6 б). При этом градиенты точки росы с высотой в общем увеличиваются и на поверхности 700 гПа они часто бывают больше, чем на поверхности 850 гПа.

Разности значений точки росы в теплой и холодной воздушных массах в зоне фронта в большой мере зависят от географического происхождения этих воздушных масс. Эти разности велики, например, в зоне арктического фронта, поскольку в арктическом воздухе малы значения точки росы. На фронтах, перемещающихся с Атлантического океана, разности значений точки росы в зоне фронта сравнительно невелики.

Летом над Средней Азией и Казахстаном теплый воздух бывает настолько сухим, что в ряде случаев значения точки росы в нем оказываются меньше, чем в расположенном с другой стороны от фронта холодном воздухе, поступающем с запада и северо-запада. Направление горизонтального градиента влажности на фронте оказывается противоположным обычному.

Поскольку различные воздушные массы характеризуются неодинаковыми значениями дефицита точки росы ($T - T_d$) в зоне фронта соответственно наблюдается его скачкообразное изменение.

7.3.4. Фронты в поле облачности и осадков

Образование облаков, их структура и пространственное распределение на фронтах зависят от знака и интенсивности вертикальных движений в теплом воздухе, его перемещения относительно фронтальной поверхности, стратификации, влажности теплого воздуха, угла наклона фронтальной поверхности, орOGRAPHии.

В большинстве случаев образование облаков происходит в теплом воздухе. Это означает, что восходящие движения и влажность воздуха в зоне фронта в теплом воздухе в целом оказываются значительно большими, чем в холодном.

При наличии в зоне фронта лишь упорядоченного восходящего движения устойчиво стратифицированного теплого воздуха образуется облачная система Cs—As—Ns. Если теплый воздух стратифицирован неустойчиво, то наряду с упорядоченными восходящими движениями теплого воздуха в нем может возникнуть конвекция, особенно при большом угле наклона фронта. Тогда формируется сложная система мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

Если нормальные к фронту составляющие скорости ветра достаточно велики, то облака образуются преимущественно перед приземной линией фронта. Если направление ветра выше слоя трения параллельно линии фронта, облачность располагается с обеих сторон от нее.

Верхняя граница облачности хорошо выраженного фронта летом обычно распространяется до тропопаузы и лишь в редких случаях перистые облака в умеренных широтах могут проникать в стратосферу и достигать высоты 13—15 км. Зимой верхняя граница облачности простирается на меньшую высоту, особенно у холодных фронтов.

В большинстве случаев верхняя граница облачности располагается там, где: а) адвекция тепла сменяется адвекцией холода, т.е. на уровне перехода от правого вращения ветра с высотой к левому, б) адвекция тепла резко убывает с высотой, т.е. на уровне, на котором правое вращение ветра с высотой резко уменьшается, в) адвекция холода резко возрастает с высотой, т.е. на уровне, где вращение ветра с высотой влево резко увеличивается.

Теплые фронты. Система облаков теплого фронта располагается преимущественно перед приземной линией фронта над клином холодной воздушной массы, где происходит наиболее интенсивное восходящее движение теплого воздуха. Для теплых фронтов характерна система облаков $Ci—Cs—As—Ns$, под которыми в зоне выпадающих обложных осадков наблюдаются разорванные облака $St\ fr.$ и $Cu\ fr.$ плохой погоды (рис. 7.3.7 а, б, в).

Облака $As—Ns$ чаще всего представляют собой отдельный изолированный слой, верхняя граница которого совпадает с уровнем максимальных скоростей ветра (осью струйного течения) и близка к тропопаузе. Поскольку верхняя граница системы облаков $As—Ns$ приблизительно горизонтальна, наибольшей толщины слой этих облаков достигает вблизи приземной линии фронта.

Верхняя граница системы облаков $As—Ns$ над Европейской территорией СССР чаще всего находится на высоте 5—7 км, но иногда ее высота достигает 12 км и более. На теплых фронтах летом облака обычно простираются на большую высоту, чем зимой. Летом высота верхней границы облаков превосходит 6 км почти у 50 % теплых фронтов, а зимой менее, чем у 30 % их. Облака Ci и Cs наблюдаются примерно у 85 % теплых фронтов. Средняя толщина облаков верхнего яруса на Европейской территории СССР составляет 2,5 км.

Вблизи центра циклона, где система облаков теплого фронта имеет наибольшее развитие, ширина зоны облаков Ns и обложных осадков в среднем составляет около 300 км, а вся система $As—Ns$ имеет ширину 500—600 км. Впереди системы на расстоянии примерно 200—300 км располагается система $Ci—Cs$. Таким образом, в целом обе системы облаков простираются

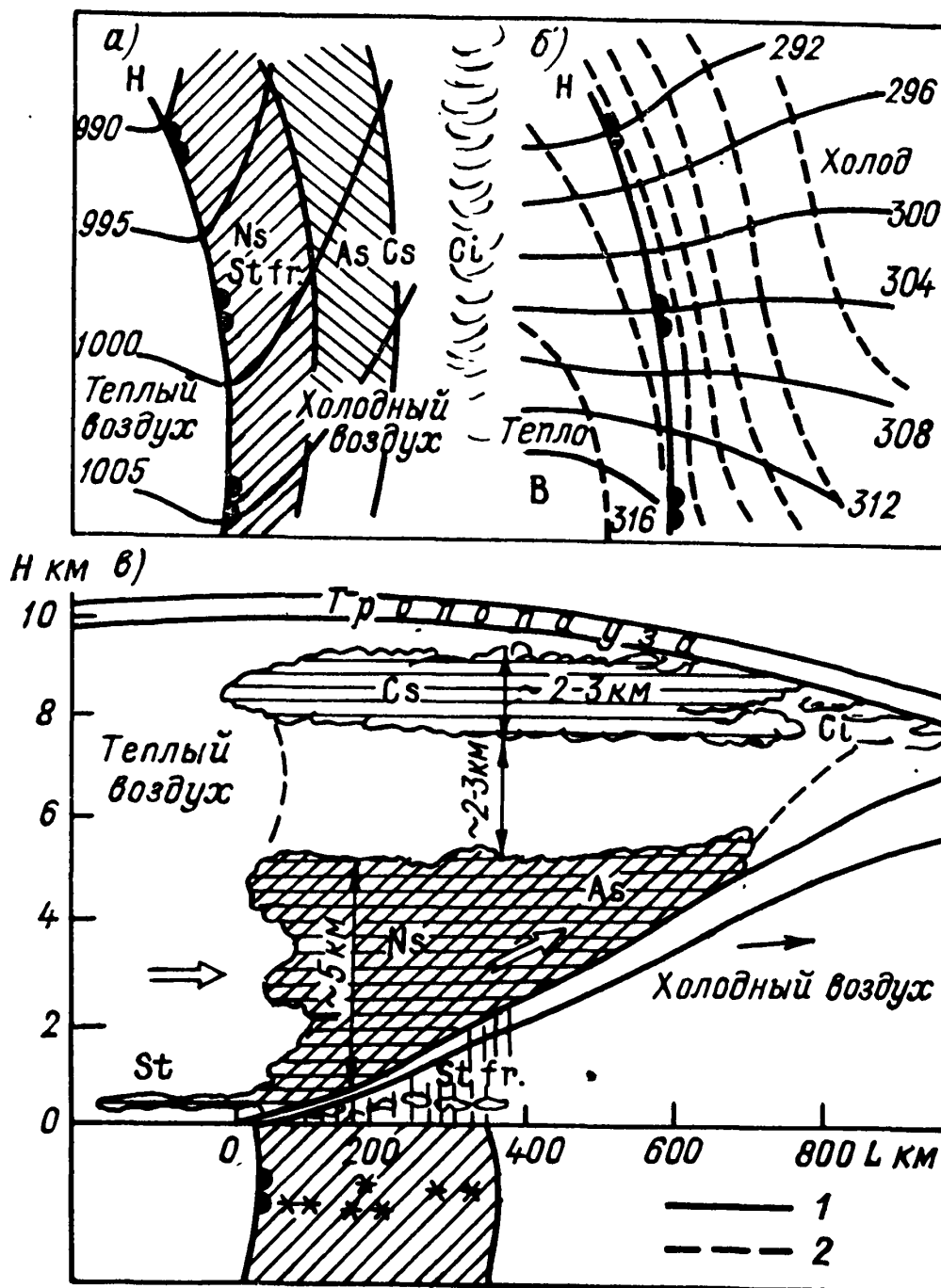


Рис. 7.3.7. Схема теплого фронта на приземной карте (а), на карте высотного термобарического поля (б), в вертикальном разрезе (в).

1 — изогипсы AT_{700} , 2 — изогипсы $OT_{\frac{500}{1000}}$.

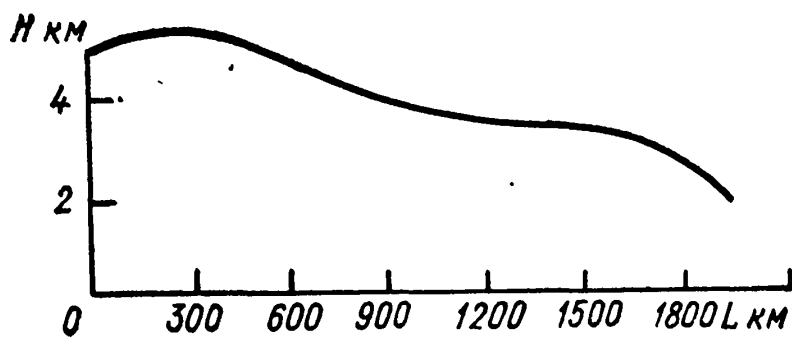


Рис. 7.3.8. Высота верхней границы облаков на разном расстоянии (вдоль фронта) от центра циклона.

перед линией теплого фронта на расстоянии 700—900 км при ширине зоны обложных осадков из Ns около 300 км.

По мере удаления от центра циклона вдоль линии теплого фронта восходящее движение воздуха ослабевает и соответственно уменьшается ширина зон облаков и осадков. Зависимость высоты верхней границы системы As—Ns от расстояния до центра циклона (вдоль фронта) показана на рис. 7.3.8.

В конкретных случаях высота верхней границы системы As—Ns может отличаться от указанной на рис. 7.3.8. Вблизи центра циклона летом в большинстве случаев на теплых фронтах верхняя граница системы As—Ns простирается до тропопаузы. В углубляющихся циклонах большие высоты верхней границы облаков встречаются чаще, чем в заполняющихся.

Приведенная на рис. 7.3.7 схема теплого фронта хотя и является достаточно типичной, однако наблюдается не всегда точно в таком же виде, как показано на этом рисунке. Это зависит от влажности теплой воздушной массы, стадии развития циклона и его глубины, от значения восходящего движения воздуха на различных уровнях, от сезона, географических особенностей района и др. Укажем на следующие возможные отклонения от типичной схемы теплого фронта, изображенного на рис. 7.3.7.

1. В начальной стадии зарождения циклона в зоне теплого участка фронта развивается преимущественно надфронтальная система облаков As—Ns, из которых часто выпадают интенсивные осадки. Если теплый воздух стратифицирован неустойчиво, то на упорядоченное восходящее движение у линии фронта накладывается конвективное движение, осадки приобретают характер ливневых и нередко сопровождаются грозами. При этом система облаков теплого фронта имеет небольшую ширину, но может располагаться по обе его стороны, как показано на рис. 7.3.9 а. С апреля по октябрь на Европейской территории СССР грозы в среднем отмечаются более чем на 40 % теплых фронтов, а в июне и июле вероятность того, что на каком-либо участке теплого фронта будет гроза, достигает 70 %, причем чаще она наблюдается в ночные и утренние часы. На теплых фронтах, находящихся в углубляющихся циклонах и ложбинах, вероятность гроз (56 %) примерно вдвое больше, чем в заполняющихся.

Наиболее часто грозы наблюдаются на теплых фронтах, перемещающихся из южных широт, реже — на теплых фронтах, движущихся с запада и северо-запада.

2. При достаточной влажности воздуха в пограничном слое и при активном турбулентном перемешивании в нем подфронтальные облака St fr. вблизи линии фронта сливаются с надфронтальными облаками, образуя при этом сплошной покров (особенно в холодное полугодие), полностью маскирующий для наземного наблюдения систему облаков теплого фронта (рис. 7.3.9 б).

Зимой осадки из As могут достигать поверхности Земли, а также стимулировать выпадение осадков из системы облаков

St—Sc. В таких случаях предфронтальная зона осадков может достигать ширины 400 км и более.

3. Если в пограничном слое профиль теплого фронта очень пологий, то основная система облаков и зона обложных осадков может быть смещена вперед от линии приземного фронта (рис. 7.3.9 в).

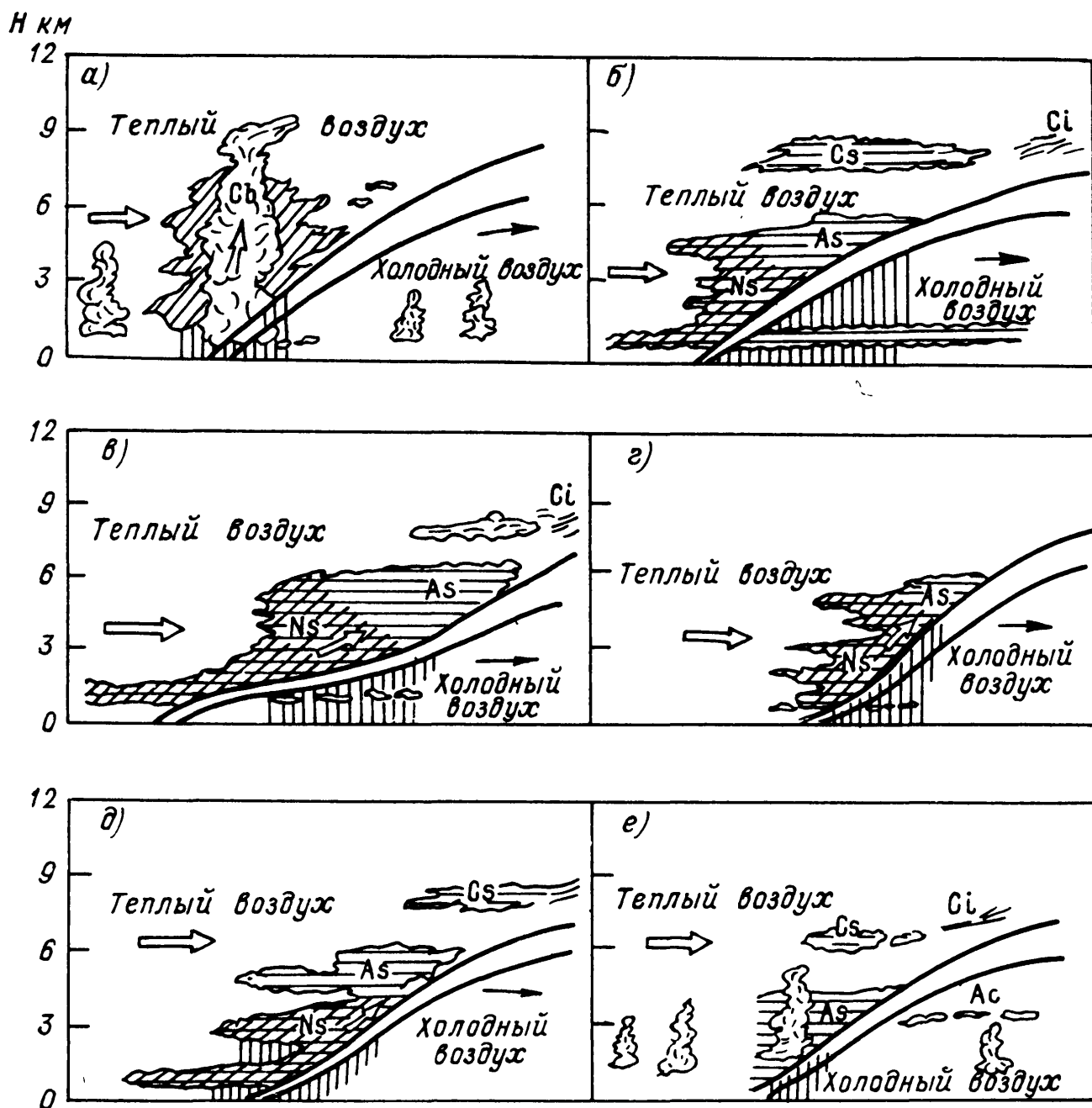


Рис. 7.3.9. Некоторые видоизменения системы облаков теплого фронта.

4. В тех случаях, когда теплый фронт перемещается медленно (расположен в резко выраженной барической ложбине с большой кривизной изобар у оси) и восходящее движение захватывает зафронтальную область, система As—Ns располагается по обе стороны фронта. Однако за линией фронта эта система сильно расслоена (рис. 7.3.9 г) и осадки здесь выпадают слабые, либо вообще не выпадают.

5. Облачность старых теплых фронтов в заполняющихся ложбинах может быть везде сильно расслоенной. Со временем, посте-

пенно эти слои, начиная с нижних исчезают и осадки прекращаются. Система $Ci-Cs$ при этом также распадается, хотя разрозненные облака этой системы могут наблюдаться на большом

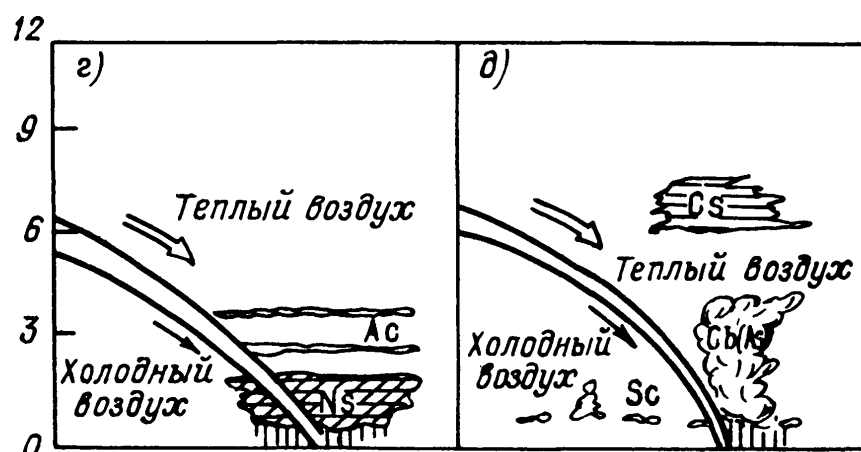
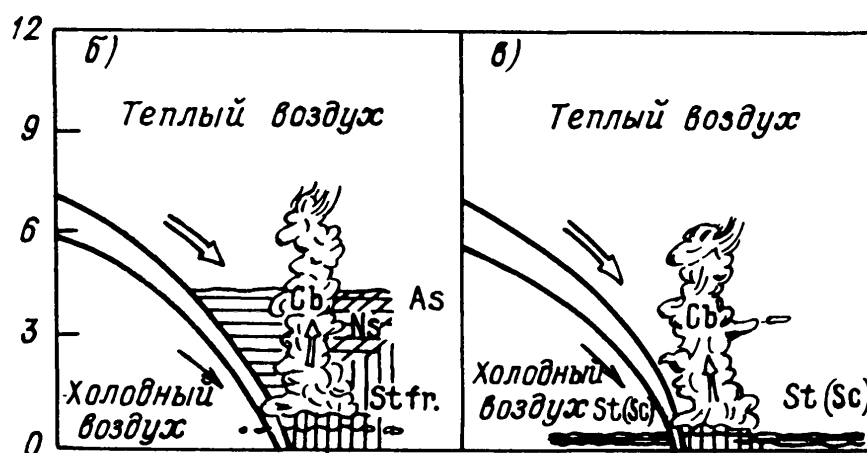
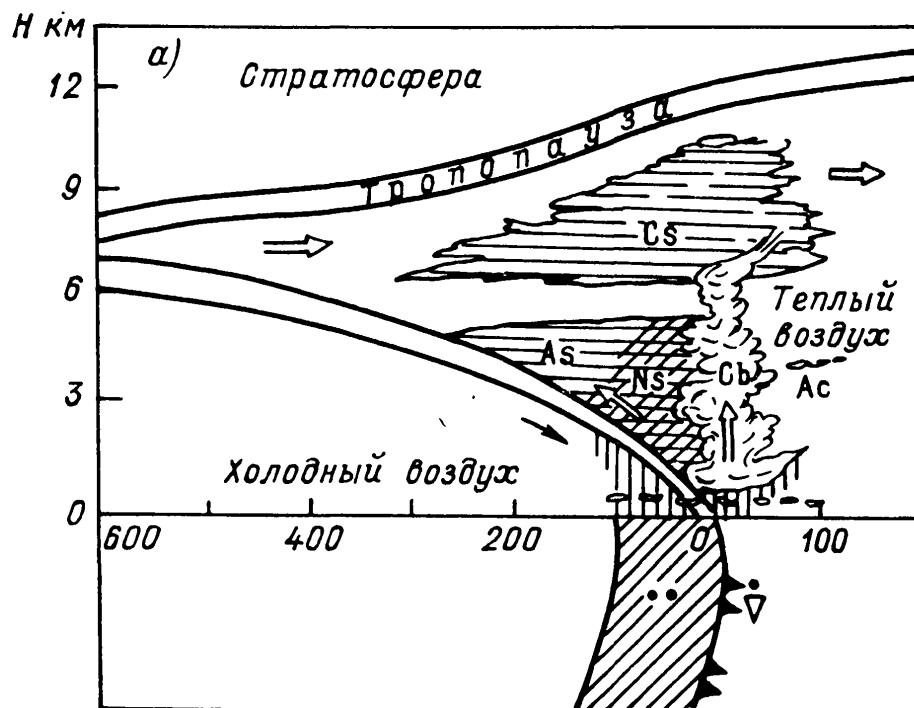


Рис. 7.3.10. Схема облаков медленно перемещающегося холодного фронта (а) и некоторые ее видоизменения (б—д).

расстоянии от линии приземного фронта. Могут появляться облака $Ac-Ci$, не типичные для теплого фронта (рис. 7.3.9 е).

Холодные фронты. Облачность и характер погоды холодных фронтов также отличаются большим разнообразием. Это зависит

от множества факторов и прежде всего от скорости перемещения фронта у поверхности Земли и характеристик взаимодействующих воздушных масс.

В переходные сезоны и зимой на медленно перемещающихся холодных фронтах облачная система, если не развита конвекция, напоминает облачную систему теплого фронта, но облака в направлении движения фронта располагаются в обратном порядке (рис. 7.3.10 а).

На рис. 7.3.10 б—д показаны некоторые видоизменения облаков медленно перемещающегося холодного фронта. Непосредственно перед фронтом или над ним наблюдаются Сб, и ливневые

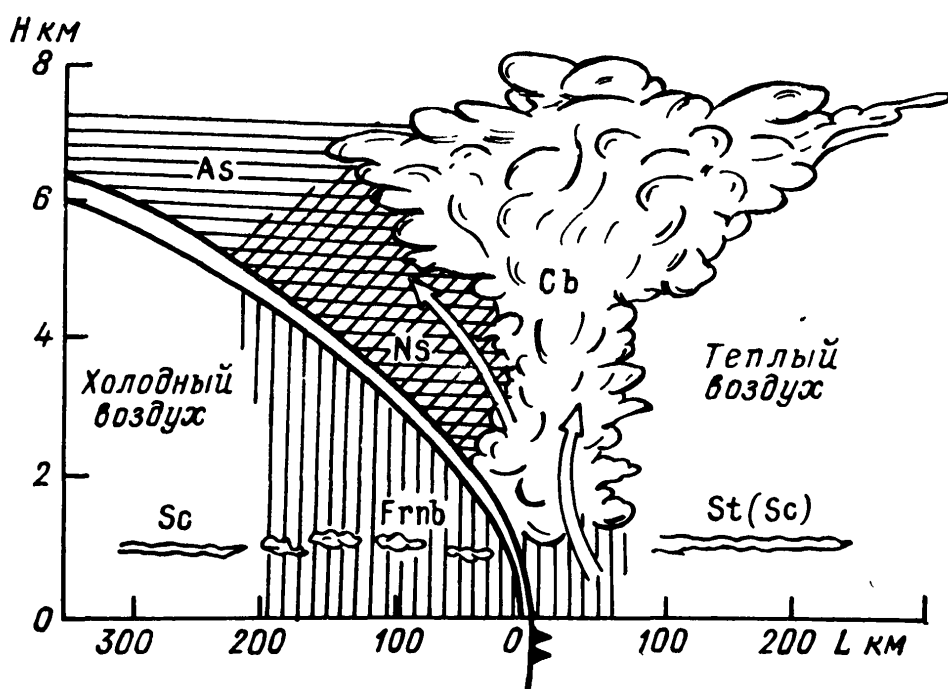


Рис. 7.3.11. Облачная система медленно перемещающегося холодного фронта.

осадки с прохождением линии фронта переходят в обложные. Вблизи центра зарождающегося циклона обложные осадки выпадают как перед холодным фронтом, так и за ним. На меридионально ориентированных теплых и медленно перемещающихся холодных фронтах летом верхняя граница облачности располагается примерно на одинаковой высоте (до 10—12 км). На подвижных теплых фронтах, ориентированных примерно с запада на восток, верхняя граница облачности может достигать высоты 10—15 км, а на ориентированных аналогичным образом медленно перемещающихся холодных фронтах — только 5—7 км.

Для медленно перемещающегося холодного фронта, расположенного примерно в параллельных воздушных потоках, характерным является начинающееся с некоторой высоты распространение облачности в обе стороны от фронта по горизонтали (рис. 7.3.11). Это является признаком растекания на высотах поднимающегося воздуха, чему иногда способствует наличие инверсии. В таких случаях осадки также выпадают по обе стороны фронта.

Малоподвижные холодные фронты, расположенные в малоградиентном барическом поле или в узкой и слабо выраженной барической ложбине у поверхности Земли, являются динамически неустойчивыми. На таких холодных фронтах возникают волновые возмущения, которые перемещаются вдоль фронта. Облачные системы в таком возмущении соответствуют облачности теплого и холодного участков фронта. В дневные часы при прохождении холодного участка фронта в волновом возмущении развиваются мощные кучевые и кучево-дождевые облака, возникают грозы, ливни, град, а иногда шквалы. В ночные часы эти же явления

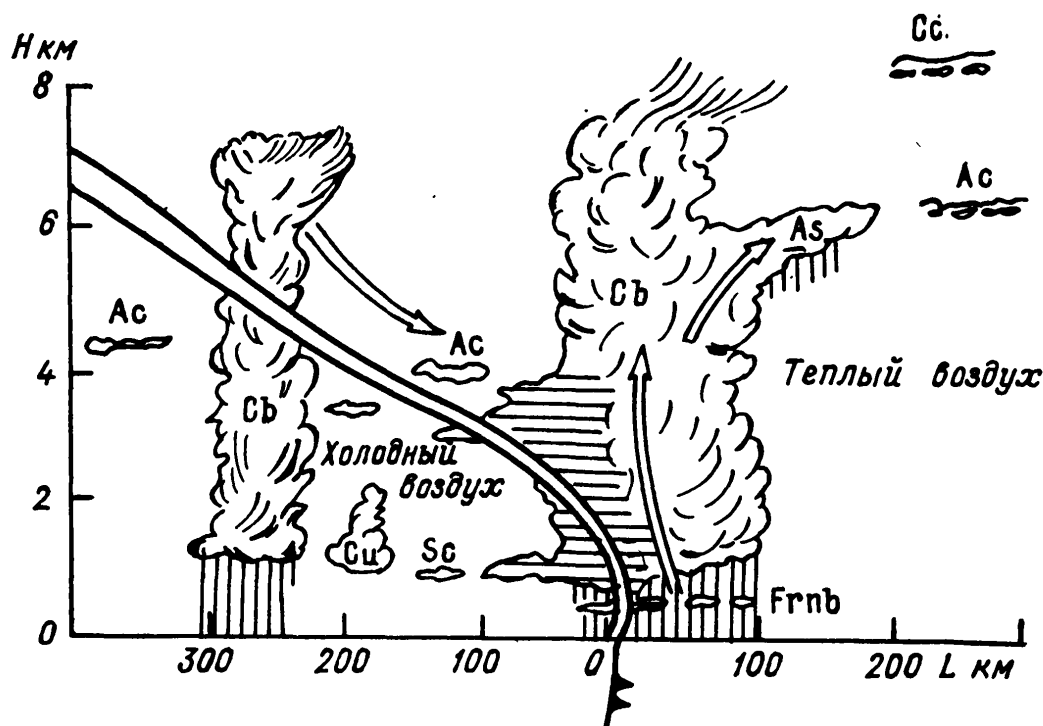


Рис. 7.3.12. Облачная система быстро перемещающегося холодного фронта.

наблюдаются на теплом участке фронта. Верхняя граница кучево-дождевых облаков у холодного участка фронта в волновом возмущении летом в средних широтах достигает 13—14 км, а иногда и более.

В области быстро перемещающегося холодного фронта облачные массы образуются перед фронтом (рис. 7.3.12). В этих случаях вытеснение вверх теплого воздуха клином надвигающегося холодного воздуха происходит особенно бурно, что приводит к развитию конвективной неустойчивости и формированию системы мощных кучевых и кучево-дождевых облаков с ливнями, грозами, иногда с градом и шквалами.

У быстро перемещающихся холодных фронтов нормальная к линии фронта составляющая скорости ветра относительно велика и часто с высотой увеличивается. В результате скорость перемещения холодного воздуха на высотах оказывается больше скорости его перемещения у поверхности Земли. При этом резко искажается профиль фронтальной поверхности и наклон ее уменьшается. В области быстро перемещающегося холодного

фронта кучево-дождевые облака и осадки наблюдаются в узкой полосе шириной 50—100 км перед фронтом. За фронтом осадки прекращаются и фронтальная облачность исчезает. На таких фронтах кучево-дождевые облака образуются главным образом летом и достигают наибольшего вертикального развития в дневные часы. В холодный период года и для быстро перемещающихся фронтов характерна система облаков As—Ns (исключая крайние южные районы СССР).

Сезонные условия накладывают отпечаток на характер погоды у холодных фронтов. Как и у теплых фронтов, облачная система холодных фронтов зимой часто скрыта от наблюдателя более низкими облаками St и Sc, образующимися внутри воздушных масс, а также облаками Frnb, наблюдающимися в зоне выпадения осадков (см. рис. 7.3.10 в). Однако при быстром движении холодной воздушной массы и интенсивном росте давления за линией фронта, непосредственно за ним обычно наступает хотя бы непродолжительное прояснение. В холодную половину года вертикальная протяженность облаков, даже Cb, сравнительно невелика, иногда всего 2—3 км. В то же время низкое положение изотермы -10°C благоприятствует образованию ледяной фазы в относительно плоских облаках с выпадением из них осадков.

В тылу циклонов за холодным фронтом, где обычно наблюдаются Cb, нередко образуются задерживающие слои на высоте 3—3,5 км, ограничивающие вертикальное развитие облаков. Над морем и в береговой зоне Cb могут быть сильно развитыми по вертикали.

Летом над материками холодные фронты выражены наиболее четко, так как при обычном перемещении этих фронтов с северо-запада морской зафронтальный воздух значительно холоднее континентального предфронтального воздуха. В связи с развитием термической конвекции кучево-дождевые облака летом, особенно в дневные часы, могут иметь большую вертикальную протяженность, достигать тропопаузы, а иногда и пробивать ее.

У поверхности Земли в области холодных фронтов часто возникают линии неустойчивости (или линии шквалов). Эти линии могут располагаться на расстоянии нескольких десятков или сотен километров впереди холодного фронта, совпадать с линией фронта или находиться позади линии фронта. Иногда может возникнуть несколько таких линий. Период существования каждой линии неустойчивости при максимальном развитии конвекции составляет несколько часов. На барограмме прохождение этих линий характеризуется изломом, называемым грозовым носом. Природа возникновения линий неустойчивости еще не выяснена; по-видимому, они являются зонами упорядоченной конвекции, которая возникает в связи с преобразованиями волновых и конвективных движений в особую форму циркуляционных движений с горизонтальной осью. Развитие крупномасштабной турбулентности и конвекции особенно благоприятно для возникновения таких циркуляционных движений.

Вторичные холодные фронты имеют систему облаков, сходную с системой облаков быстро перемещающихся холодных фронтов. Вертикальная протяженность облаков вторичных холодных фронтов в целом меньше протяженности облаков основных холодных фронтов. Это вызвано тем, что вторичные холодные фронты возникают в связи с дополнительным поступлением относительно небольшой порции холодного воздуха, не создающей при этом значительных контрастов температуры. Формируются вторичные холодные фронты в тылу циклона, иногда даже в слабо выраженных барических ложбинах. В отдельных случаях в тылу циклона может быть несколько вторичных фронтов. При диагнозе вторичных холодных фронтов в тылу циклона следует помнить, что ливневые осадки здесь могут быть не только фронтальными, но и внутримассовыми, поскольку холодная воздушная масса обычно стратифицирована неустойчиво.

Нередко на приземных картах погоды в тылу циклона прослеживаются зоны конвективных явлений, которые обусловлены крайне неустойчивой стратификацией. Они имеют ярко выраженный суточный ход — появляются днем и исчезают ночью. В отличие от этих зон, вторичные холодные фронты четко проявляются в поле температуры на изобарической поверхности 850 гПа, а иногда и на 700 гПа.

Фронты окклюзии. При смыкании холодного фронта с теплым сливаются и их облачные системы. Поэтому фронты окклюзии соединяют в себе черты теплого и холодного фронтов, но часто выражены менее резко.

В системе фронта окклюзии взаимодействуют три воздушные массы, из которых наиболее теплая уже не соприкасается с поверхностью Земли (рис. 7.3.13 а, б). Это приводит к тому, что образование фронта окклюзии сопровождается уменьшением контрастов температуры. В приземных слоях контраст уменьшается вследствие вытеснения теплого воздуха вверх, а на высотах — вследствие адиабатического охлаждения этого воздуха, вызванного восходящими движениями.

Как было сказано выше, фронтам окклюзии на картах OT_{1000}^{500} соответствуют гребни тепла, причем эти гребни иногда располагаются под небольшим углом к положению линии приземного фронта. В зависимости от характера фронта гребни тепла могут оказаться смещенными по отношению к приземной линии фронта вперед или назад по направлению его перемещения (рис. 7.3.13 а, б). Можно было бы предположить, что при сдвиге гребня тепла по отношению к приземному фронту вправо (т. е. вперед по потоку) имеет место окклюзия по типу теплого фронта и, наоборот, при сдвиге гребня тепла влево (назад по потоку) — окклюзия по типу холодного фронта. Однако исследования показывают, что этот сдвиг гребня тепла не определяет тип фронта окклюзии (холодный или теплый). Тип фронта окклюзии следует определять по температуре у поверхности Земли или по виду осадков, выпа-

дающих в области фронта, поскольку условия погоды по обе стороны в общих чертах сходны с условиями, характерными соответственно для теплых и холодных фронтов.

В результате окклюдирования, помимо приземной линии

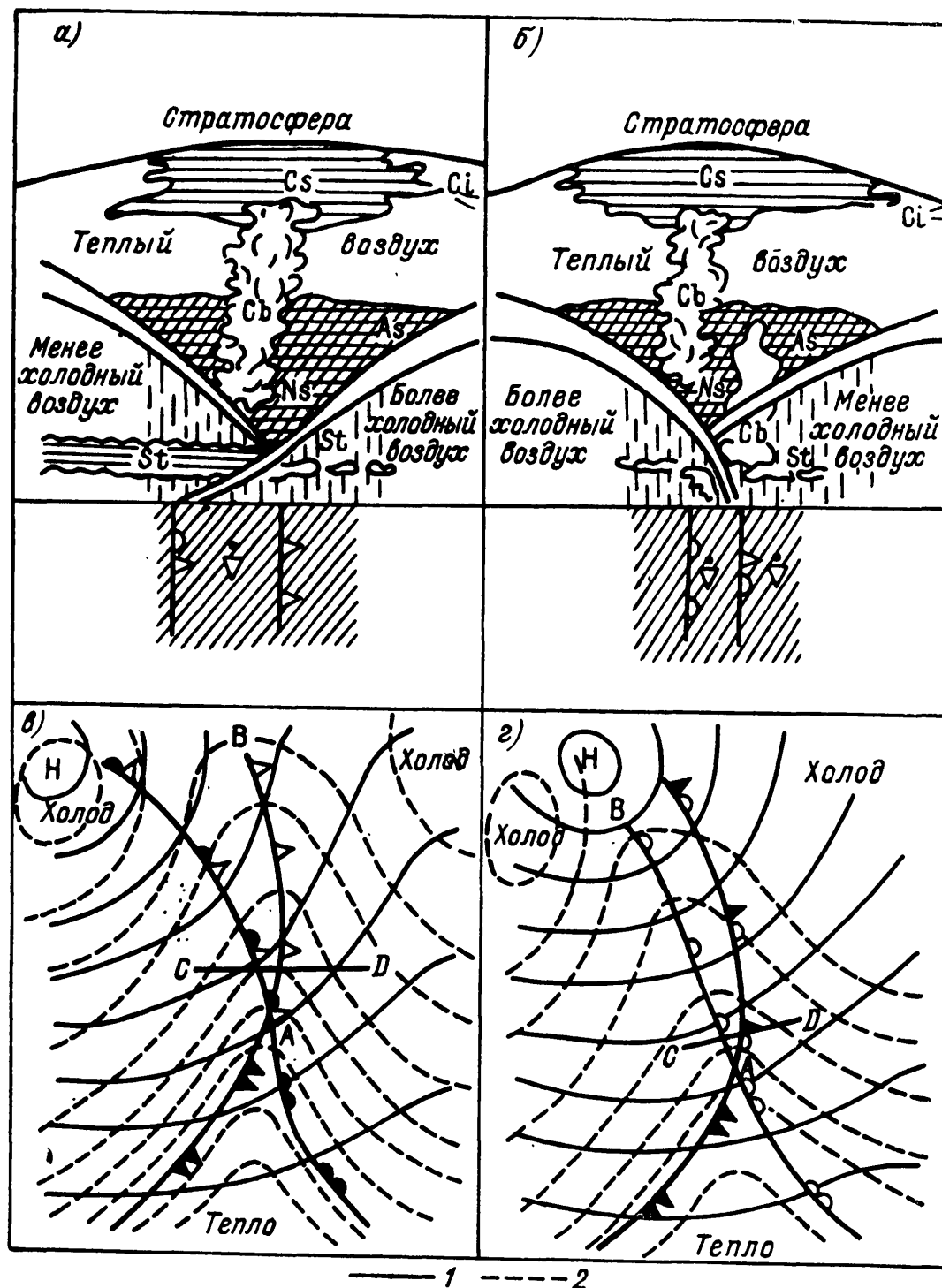


Рис. 7.3.13. Схема теплого (а) и холодного (б) фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей (в, г).

1 — изогипсы AT_{700} , 2 — изогипсы OT_{500}^{1000} ; АВ — проекция линии верхнего фронта на поверхность Земли, CD — линии вертикального разреза фронта окклюзии.

фронта окклюзии, образуется верхний холодный или теплый фронт, проекция которого АВ на поверхность Земли в случае верхнего холодного фронта располагается впереди линии фронта окклюзии, а в случае верхнего теплого фронта — позади нее (соответственно рис. 7.3.13 в и г). По мере приближения к точке ок-

клюзии верхний фронт опускается и сближается с приземным. Поскольку, как правило, верхний фронт располагается близко к приземному, на картах погоды практически их разграничить невозможно. Облачные системы располагаются по обе стороны от приземного фронта окклюзии, особенно у холодных фронтов окклюзии. Вблизи линии фронта могут сохраняться облака Сб, так что при прохождении фронта обложные осадки сменяются ливневыми, а затем вновь могут перейти в обложные.

В облачных системах фронтов окклюзии часто наблюдаются Ас и Ас в соединении с Ас.

Несмотря на то что при образовании фронта окклюзии горизонтальные градиенты температуры уменьшаются, система облаков на молодом фронте окклюзии развивается по вертикали также, как на теплых и холодных фронтах. После окклюдирования циклона вертикальная протяженность облаков часто даже увеличивается, а в связи с этим осадки либо усиливаются, либо начинают выпадать, если их ранее не было. Одна из причин этого заключается в том, что в начальной стадии окклюдирования ложбина, на оси которой лежит фронт окклюзии, обычно углубляется, а это приводит к усилению восходящих движений воздуха. По мере удаления точки окклюзии от центра циклона процесс облакообразования и формирования осадков ослабевает.

Выше были приведены наиболее типичные схемы распределения облачных систем и осадков на фронтах окклюзии. В реальных условиях возможны существенные отклонения от этих схем, поэтому в каждом конкретном случае необходимо тщательно выяснять причины этих отклонений.

Информация с искусственных спутников Земли (ИСЗ), дополняющая данные наземных наблюдений, позволяет делать более полный анализ системы фронтальных облаков. Над обширными пространствами океанов эта информация часто является единственным средством для выявления атмосферных фронтов. Даже сравнительно непродолжительный опыт использования спутниковой информации показал ее большую ценность для анализа структуры фронтальных облаков и вообще облачности в циклонах. При этом была подтверждена справедливость рассмотренных выше типовых схем фронтальных облачных систем. Подробнее об использовании данных, получаемых с ИСЗ, для анализа облачных систем и фронтов говорится в главах 5, 6, 13.

7.3.5. Некоторые случаи нарушения пространственной структуры фронтов

Описанная выше пространственная структура атмосферных фронтов в большинстве случаев соответствует тем классическим схемам, которые в свое время были предложены норвежскими метеорологами. Но в реальных условиях нередки случаи существенных нарушений таких схем. Это относится главным образом

к быстро движущимся фронтам, причем в области холодных фронтов нарушения встречаются сравнительно чаще.

Нарушения термической структуры фронтов могут быть вызваны тремя факторами: 1) влиянием подстилающей поверхности, 2) различием значений нормальных к фронту слагающих скорости ветра на разных уровнях и 3) вертикальными движениями.

1. Рассмотрим влияние подстилающей поверхности на структуру холодных фронтов, перемещающихся зимой с океана на материк. Температура холодного воздуха за фронтом в нижних

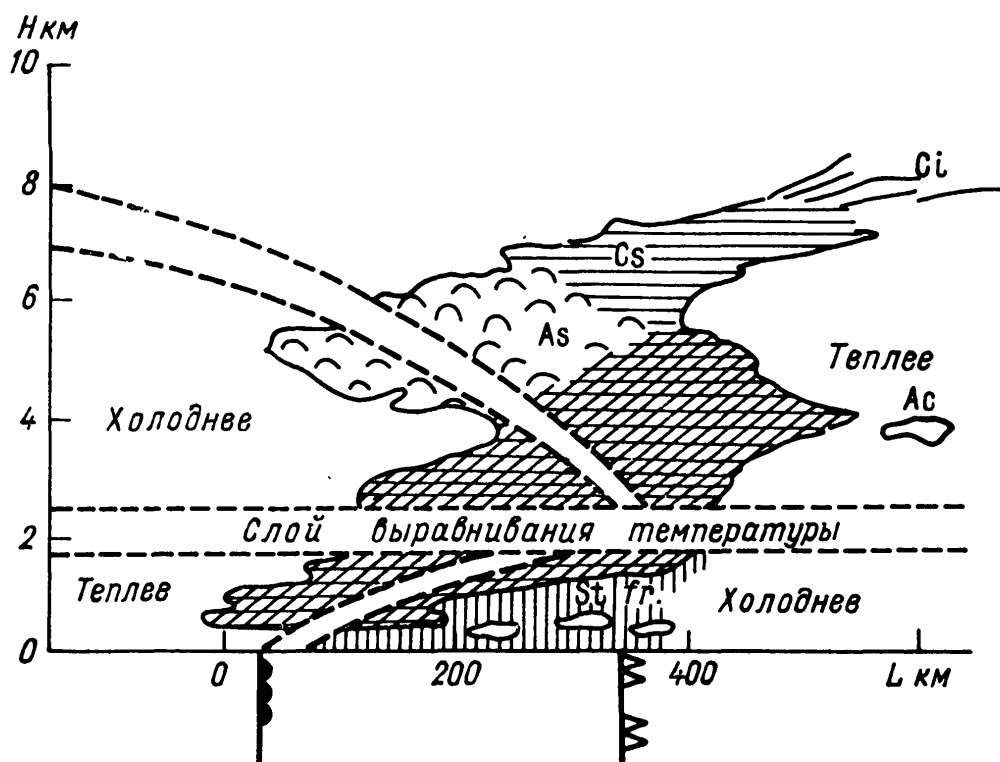


Рис. 7.3.14. Положение верхнего холодного фронта при наличии слоя выравнивания температуры воздуха.

слоях часто оказывается при этом выше температуры в теплой массе, выхожденной над континентом. В более высоких слоях сохраняется обычное для холодного фронта распределение температуры. Таким образом, направление горизонтальных градиентов температуры в нижних и верхних слоях тропосферы становится противоположным, а между ними образуется слой, в котором горизонтальный градиент температуры практически отсутствует. Этот слой имеет толщину около 1 км. Его называют слоем выравнивания температуры (рис. 7.3.14). В результате в нижнем слое образуется невысокая (до высоты около 1,5 км) поверхность раздела, имеющая характер теплого фронта; выше нее в слое выравнивания, фронт отсутствует, и лишь над слоем выравнивания сохраняется нормальная структура холодного фронта. В большинстве подобных случаев, однако, нижние теплые фронты отсутствуют и имеют только перемещающиеся над слоем выхожденного внизу воздуха верхние холодные фронты.

Такие холодные фронты часто наблюдаются над Европой при их перемещении с Атлантического океана.

Эффект, подобный только что описанному, имеет место, когда холодный фронт переваливает через невысокие горы и далее перемещается над приземным слоем очень холодного воздуха. Но такое состояние обычно не является устойчивым. Разрушение приземного слоя холодного воздуха приводит к тому, что прохождение холодного фронта сопровождается потеплением у поверхности Земли, а не похолоданием. Такое явление есть частный случай маскировки холодного фронта.

2. Перемещение фронта на каждом уровне тропосферы определяется в первую очередь значением нормальной к фронту слагающей скорости ветра на том же уровне. Неодинаковые значения этих слагающих на разных уровнях приводят к изменению со временем угла наклона фронтальной поверхности. При этом, поскольку разность между нормальными слагающими на верхней и нижней границах слоя может оказаться неодинаковой для различных соседних слоев, по-разному в них меняется и наклон фронта. В общем фронтальная поверхность наклонена в сторону холодного воздуха, однако в отдельных слоях она может оказаться вертикальной или даже наклоненной в сторону теплого воздуха.

Наиболее резкие нарушения структуры фронтов наблюдаются в нижнем слое 1—2 км. Здесь различие нормальных к фронту слагающих скорости ветра на разных уровнях бывает настолько большим, что происходит разрыв фронтальной поверхности. Разрыв поверхности теплого фронта может происходить в случае, когда на высотах 1—1,5 км в теплом воздухе находится слой, в котором скорость ветра больше, чем в вышележащих слоях. Разрыв поверхности холодного фронта происходит при резком увеличении скорости ветра с высотой в каком-либо слое, причем упомянутого слоя с относительно повышенной скоростью ветра может и не быть. По этой причине нарушения структуры холодных фронтов наблюдаются более часто, чем теплых. Схемы нарушения структуры фронтов при наличии мезоструи даются на рис. 7.3.15 а, б.

Разрыв поверхности теплого фронта происходит лишь в том ее участке, где создается соответствующее распределение скорости ветра по вертикали. На этом участке фронтальная зона на уровне 850 гПа изгибается, образуя небольшой гребень тепла, вытянутый вперед по потоку (рис. 7.3.15 в, г).

Разрыв поверхности холодного фронта можно проследить по карте АТ₈₅₀. На участке, где произошел разрыв, фронтальная зона на этом уровне оказывается смещенной вперед по потоку от линии фронта у поверхности Земли.

3. Нарушения пространственной структуры фронтов под влиянием вертикальных движений воздуха невелики, а случаи, когда эти движения являются основной причиной нарушения, встречаются крайне редко. Такие нарушения обнаружены лишь в случаях

теплых фронтов (рис. 7.3.16). Состоят они в следующем: на некотором уровне тропосферы происходит понижение температуры в зоне теплого фронта, обусловленное неравномерно распределенным по высоте восходящим движением воздуха (напри-

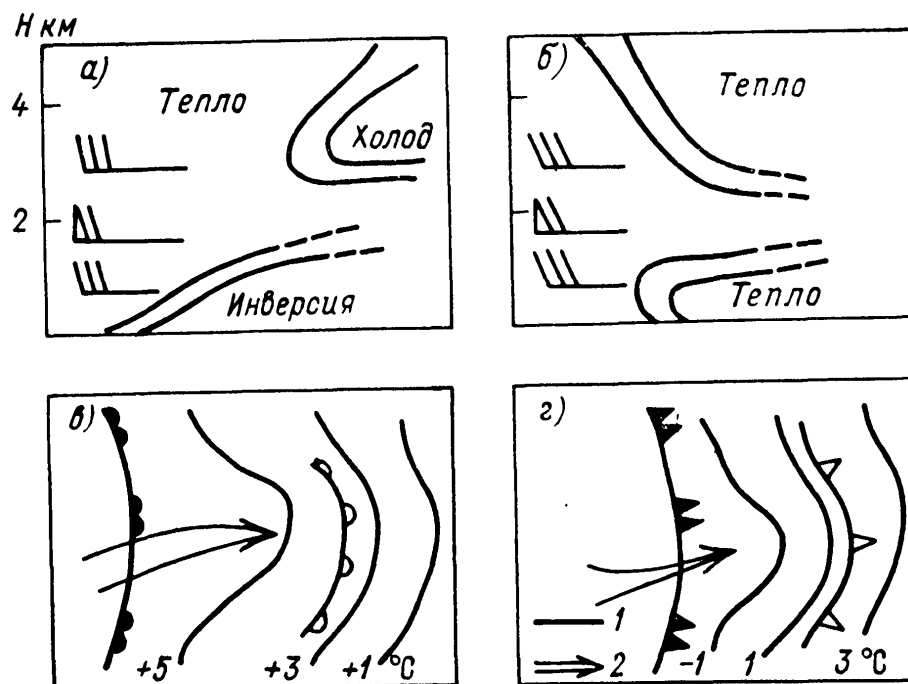


Рис. 7.3.15. Разрывы поверхностей теплого (а), холодного (б) фронтов и виды фронтальных зон на поверхности 850 гПа при разрыве поверхностей теплого (в), холодного (г) фронтов.

1 — изотермы, 2 — траектории теплого (холодного) воздуха.

мер, так иногда происходит в углубляющейся высотной ложбине). При этом фронтальная зона здесь быстро сдвигается в сторону теплого воздуха и поэтому деформируется.

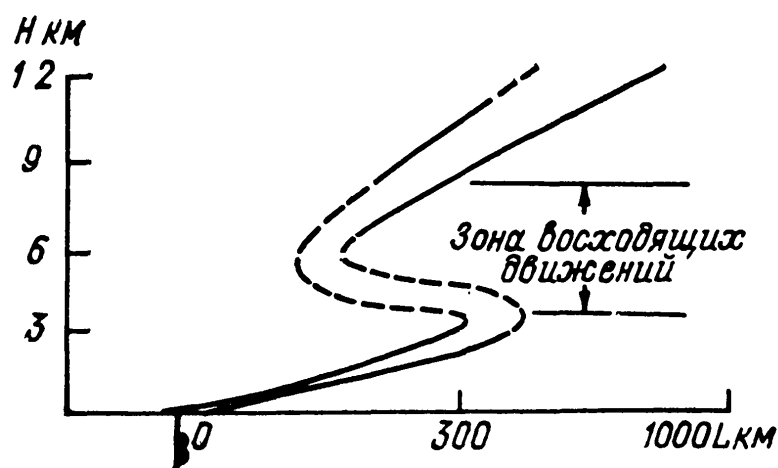
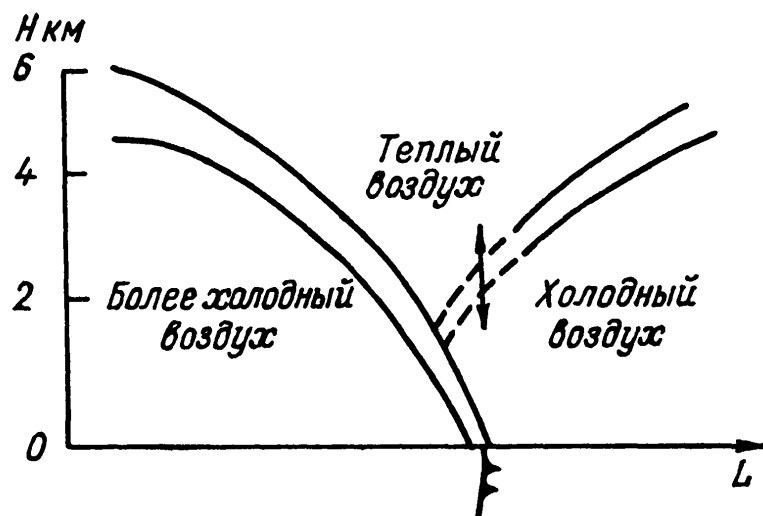


Рис. 7.3.16. Сдвиг фронтальной зоны теплого фронта в средней тропосфере при усилении высотной ложбины.

Нарушения типовой схемы фронтов окклюзии над территорией СССР встречаются очень часто. Они обусловлены главным образом влиянием подстилающей поверхности. Летом при перемещении на материк холодного фронта окклюзии с запада воздух (в основном впереди фронта) сравнительно интенсивно прогревается. Это приводит к размыванию нижней части фронталь-

ной поверхности, отделяющей теплый воздух от находящегося перед ним холодного воздуха (рис. 7.3.17). Фронт окклюзии постепенно превращается в обычный холодный фронт. Естественно, что размывание нижней части поверхности теплого фронта происходит не сразу вдоль всего фронта окклюзии, а постепенно. Оно начинается там, где температура теплого воздуха раньше

Рис. 7.3.17. Схема превращения фронта окклюзии в холодный фронт.



оказывается равной температуре холодной массы перед фронтом, т. е. обычно на его южном участке.

Превращение теплого фронта окклюзии в обыкновенный теплый фронт может произойти в связи с восходящими движениями воздуха, когда верхняя компонента холодного фронта вследствие этого движения размывается.

Типовая структура фронта окклюзии обычно не нарушается в переходное время года, когда температура поверхности суши и океана примерно одинаковы.

7.4. Возникновение и размывание атмосферных фронтов

Одним из основных факторов, определяющих степень активности фронта, является ширина переходной зоны между соседними воздушными массами. Под фронтогенезом, т. е. процессом возникновения и обострения фронта, понимают процесс сужения переходной зоны, приводящий к увеличению горизонтальных градиентов температуры, а под фронтолизом — процесс ее расширения, проявляющийся в уменьшении этих градиентов.

Изменение ширины переходной зоны вызывается главным образом распределением воздушных течений. Другими словами, возникновение, обострение и размывание фронтов самым тесным образом связано с полем давления и ветра. Особенно четко эта связь проявляется в пограничном слое атмосферы, где фронт почти всегда лежит в барической ложбине или полосе пониженного давления; заполнение ложбины приводит к размыванию фронта.

Фронтотенез может быть выражен изменением какого-либо параметра, характеризующего температурное поле в данный момент. Применительно к фронтам для характеристики состояния атмосферы целесообразно выбрать плотность соленоидального поля (термобарического, изобароизостерического или какого-либо другого), т. е. число соленоидов на единицу площади. Плотность соленоидального поля в вертикальной плоскости много больше, чем в горизонтальной. Поэтому достаточно рассматривать плотность поля в вертикальной плоскости. Во фронтальной зоне эта плотность всегда больше, чем вне ее. Фронтотенез характеризуется возрастанием плотности соленоидального поля, фронтолиз — ее убыванием. В системе координат x, y, p, t составляющие плотности соленоидального поля пропорциональны горизонтальному градиенту температуры, который естественно выбрать в качестве параметра, характеризующего степень активности фронта.

Различают индивидуальный и локальный фронтотенез. Индивидуальным фронтотенезом называют увеличение горизонтального градиента температуры в движущемся воздухе. Локальный фронтотенез — возрастание этой величины в данной точке. Поскольку эволюцию фронтальных зон описывает индивидуальный фронтотенез, в дальнейшем ограничимся рассмотрением последнего.

Формулу, описывающую индивидуальный фронтотенез, можно получить следующим образом. Будем характеризовать фронтотенез изменением модуля горизонтального градиента температуры $T_v = \partial T / \partial v$, где v — направление нормали к изотерме (положительное в сторону теплого воздуха). Тогда мерой индивидуального фронтотенеза будет величина

$$F = \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial v}.$$

Так как

$$\frac{\partial T}{\partial v} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$$

и

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial v} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial v} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial v} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial v} + \tau \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial v},$$

то после несложных преобразований найдем

$$F = \frac{\partial T / \partial x}{T_v} \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \\ + \frac{\partial T / \partial y}{T_v} \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial p} \right). \quad (7.4.1)$$

При условии адиабатичности $\frac{dT}{dt} = \frac{\gamma_a}{\rho g} \tau$, принимая во вни-

мание, что $\frac{\partial}{\partial x} \frac{\gamma_a}{\rho g} \approx 0$ и $\frac{\partial}{\partial y} \frac{\gamma_a}{\rho g} \approx 0$, вместо (7.4.1) получим

$$F = -\frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \\ + \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right], \quad (7.4.2)$$

где $\gamma_a = \frac{Ag}{c_p}$ и $\gamma = \rho g \frac{\partial T}{\partial p}$ — сухорадиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры.

Формула (7.4.2) позволяет судить об индивидуальном фронтогенезе по сочетанию полей движения и температуры. В первое слагаемое правой части равенства входят компоненты лишь горизонтального движения воздуха, а во второе — члены, зависящие от вертикальных движений.

Зависимость индивидуального фронтогенеза, обусловленного горизонтальным движением, от структуры барического поля можно получить, записав первое слагаемое в натуральных координатах.

Для этого, используя геострофические соотношения $u = -\frac{1}{f} \times \frac{\partial H}{\partial y}$ и $v = \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial x}$, запишем сначала первое слагаемое в виде

$$F_1 = \frac{1}{f T_v} [(T_x^2 - T_y^2) H_{xy} + T_x T_y (H_{yy} - H_{xx})], \quad (7.4.3)$$

где H — геопотенциал на изобарической поверхности; T_x , T_y , H_{xy} и т. д. — сокращенно записанные производные, т. е. $T_x = \frac{\partial T}{\partial x}$, $T_y = \frac{\partial T}{\partial y}$, $H_{xy} = \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}$ и т. д.

Обозначим через s направление касательной, а через n — направление нормали к изогипсе (положительное в сторону возрастающих значений H) и пусть ε — угол между изогипсой и изотермой, отсчитываемый против хода часовой стрелки; k — кривизна изогипс. Тогда $T_x = T_v \sin \varepsilon$, $T_y = -T_v \cos \varepsilon$, $H_{xy} = -H_{ns}$, $H_{xx} = k H_n$, $H_{yy} = H_{nn}$ и формула (7.4.3) запишется

$$F_1 = \frac{T_v}{f} \left[H_{ns} \cos 2\varepsilon + \frac{1}{2} (k H_n - H_{nn}) \sin 2\varepsilon \right]. \quad (7.4.4)$$

Из формулы (7.4.4) можно сделать качественные выводы об условиях, наиболее благоприятствующих индивидуальному фронтогенезу (случай, когда знаки всех членов положительны). Именно для фронтогенеза наиболее благоприятно одновременное сочетание следующих условий:

1) независимо от характера адвекции температуры при $|\varepsilon| < 45^\circ$ — сходимость изогипс, при $|\varepsilon| > 45^\circ$ — расходимость изогипс на данном уровне;

2) при адвекции холода — циклоническая кривизна изогипс и их сгущение в сторону низкого давления;

3) при адвекции тепла — антициклоническая кривизна изогипс и их сгущение в сторону высокого давления.

Для фронтолиза характерны противоположные условия.

Зависимость фронтогенеза от вертикальных движений воздуха определяется вторым слагаемым правой части формулы (7.4.2):

$$F_2 = \frac{1}{T_v} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right]. \quad (7.4.5)$$

Направим ось x вдоль изотерм. Тогда $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$, $\frac{\partial T}{\partial y} = -T_v$, и так как $\rho = \frac{p}{RT}$, то формула (7.4.5) примет вид

$$F_2 = \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \tau_v. \quad (7.4.6)$$

Таким образом, фронтогенез зависит от разности между адиабатическим и фактическим вертикальными градиентами температуры и от изменения скорости вертикальных движений воздуха вдоль нормали к изотерме.

Как правило, $\gamma_a > \gamma$ и, следовательно, фронтогенезу благоприятствует возрастание скорости восходящих движений в сторону холодного воздуха, а при нисходящих движениях — возрастание их скорости в сторону теплого воздуха.

В практической работе о фронтогенезе судят, рассматривая изменения со временем или контраста средней температуры какого-либо слоя, например между поверхностями 500 и 1000 гПа, или контраста температуры на отдельных изобарических поверхностях. Приведенные же формулы индивидуального фронтогенеза описывают, вообще говоря, изменение контраста температуры не на изобарической поверхности, а в движущихся воздушных частицах. Таким образом, если мы определяем индивидуальный фронтогенез по исходным данным, взятым с карты какой-либо изобарической поверхности, то вследствие вертикальных движений расчет по формулам должен дать значение изменения контраста температуры не для этой, а уже для какой-то другой поверхности.

Чаще всего воздушные частицы вследствие вертикальных движений перемещаются за 12 ч на уровень с давлением, отличающимся от начального всего на несколько десятков гектопаскалей. Фронтогенез обычно имеет один и тот же знак в более или менее мощном слое атмосферы. Поэтому изменение контраста температуры на данной изобарической поверхности, как правило, совпадает по знаку с изменением контраста, рассматриваемым относительно движущихся воздушных частиц, находящихся в исходный срок на этой поверхности.

Схемы некоторых случаев, когда фронтогенез и фронтолиз можно дать качественную оценку по характеру термобарического поля, приведены на рис. 7.4.1. На схемах *а, б, в, г* показан индивидуальный фронтогенез, на схемах *д, е, ж, з* — индивидуальный фронтолиз. Такие яркие случаи в практической работе встречаются не очень часто.

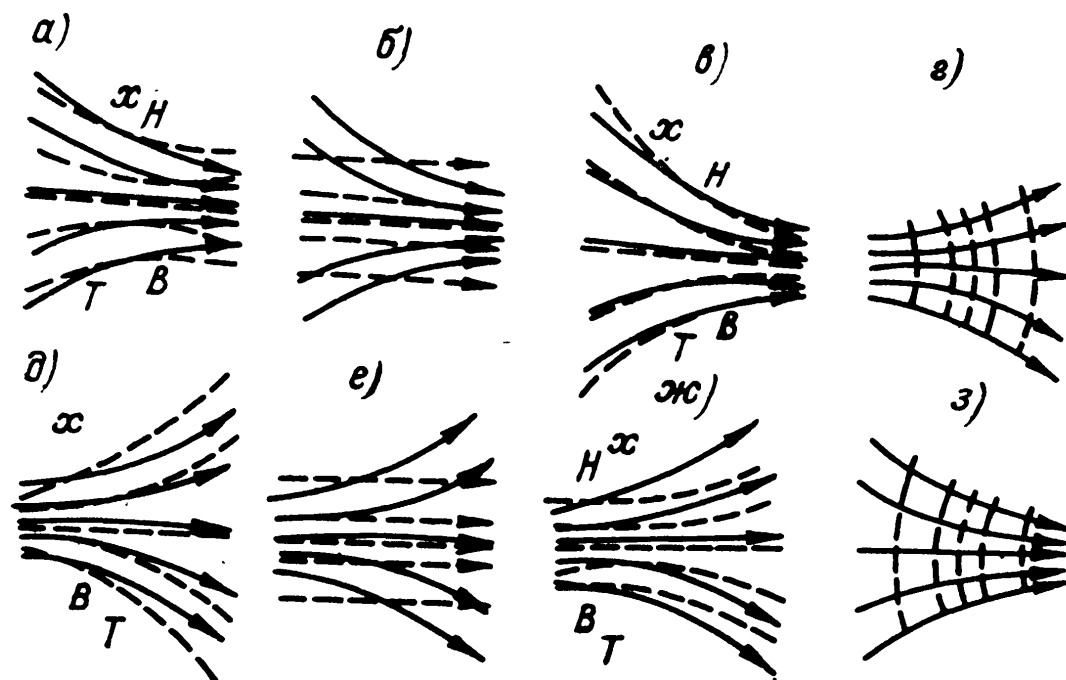


Рис. 7.4.1. Схема термобарического поля при фронтогенезе и фронтолизе.

Термобарическая карта показывает условия, благоприятствующие фронтогенезу или фронтолизу в данный момент. Со временем барическое и термическое поля изменяются, а вместе с этим изменяется не только интенсивность фронтогенеза или

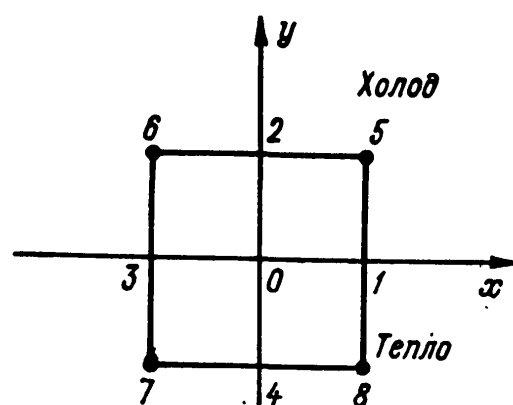


Рис. 7.4.2. Палетка для расчета фронтогенеза.

фронтолиза, но часто и знак F . Кроме того, процесс фронтогенеза определяется не только горизонтальным и вертикальным движениями воздуха, он зависит также от трансформации (неадиабатических изменений температуры), о чем будет упомянуто в конце данного параграфа.

Далее укажем способ расчета индивидуального фронтогенеза в адиабатическом и квазигеострофическом приближении. Для этой цели служит палетка (рис. 7.4.2), на которой расстояние

между каждыми ближайшими друг к другу точками (например, между точками O и I) соответствует шагу h . Палетка накладывается на карту АТ рассматриваемой изобарической поверхности таким образом, что ось x направлена вдоль изотермы, а ось y по нормали к ней в сторону более холодного воздуха. Индивидуальный фронтогенез, обусловленный горизонтальными движениями воздуха, определяется по рабочей формуле

$$F_1 = \frac{1}{lh^3} (H_6 + H_8 - H_5 - H_7) (T_4 - T_2), \quad (7.4.7)$$

где H и T — геопотенциал (в гп. дам) и температура на данной поверхности, индексы — номера точек на палетке, l — параметр Кориолиса. Эта формула применима для расчета фронтогенеза на любой изобарической поверхности. Применительно к поверхности 850 гПа и широте $\varphi = 56^\circ$ при шаге $h = 250$ км формула приобретает вид

$$F_1 = 0,146 (H_6 + H_8 - H_5 - H_7) (T_4 - T_2). \quad (7.4.8)$$

При этих же условиях формула для расчета индивидуального фронтогенеза, обусловленного вертикальными движениями, имеет вид

$$F_2 = 0,09 (\tau_4 - \tau_2) (\gamma_a - \gamma) (1 + 0,0032\bar{T}), \quad (7.4.9)$$

где τ выражено в гПа/12 ч, γ_a и γ — в $^\circ\text{C}/100$ м, \bar{T} — средняя температура в слое, ограниченном поверхностями Земли и 850 гПа (в $^\circ\text{C}$). Величины F_1 и F_2 в приведенных рабочих формулах выражены в $^\circ\text{C}/500$ км за 12 ч.

Вместо обычной температуры T , фронтогенез (фронтолиз) иногда рассматривается в поле потенциальной температуры Θ , т.е. определяется выражением $F = \frac{d}{dt} \frac{\partial \Theta}{\partial v}$ (теперь v означает направление нормали к изотермам потенциальной температуры). В этом случае сохраняют вид приведенные выше соотношения и формулы для F_1 ; в них лишь следует заменить T на Θ . Сохраняют значение и приведенные качественные правила. Выражения, относящиеся к фронтогенезу (F_2), вызываемому вертикальными движениями воздуха, упрощаются, поскольку условие адиабатичности $d\Theta/dt = 0$. Формула для расчета F_2 приобретает вид

$$F_2 = \frac{\tau_4 - \tau_2}{h (\rho_n - \rho_v)} (\Theta_v - \Theta_n), \quad (7.4.10)$$

где ρ_n и ρ_v — давление на нижней и верхней границах рассматриваемого слоя в точке O (рис. 7.4.2), Θ_n и Θ_v — потенциальная температура на границах слоя в этом же пункте; ось x палетки направлена вдоль изотерм потенциальной температуры. Формула (7.4.10) применима для расчета F_2 на любой изобарической поверхности.

В тех случаях, когда определение F_2 оказывается невозможным (например, при отсутствии карт вертикальных движений), полезно иметь в виду следующие результаты исследований циркуляции в вертикальной плоскости в области фронтов. В верхней тропосфере F_1 и F_2 почти всегда противоположны: если горизонтальное движение создает фронтогенетический эффект, то вертикальные движения обуславливают фронтолиз, и наоборот. В этом смысле говорят, что поперечные циркуляции являются компенсационными. Суммарный трехмерный фронтогенез F в каждом конкретном случае может быть как положительным, так и отрицательным, поскольку порядок численных значений F_1 и F_2 , вообще говоря, одинаков. В нижней половине тропосферы, в связи с увеличением роли агеострофических составляющих ветра, компенсационный характер поперечных циркуляций обнаруживается реже, чем в вышележащих слоях, но все же примерно в 75 % случаев.

Индивидуальное изменение горизонтального градиента температуры в области атмосферных фронтов в некоторой мере связано с эволюцией зон осадков. В большинстве случаев при ситуации, благоприятствующей увеличению (уменьшению) контраста температуры, наблюдается возникновение (исчезновение) или усиление (ослабление) осадков. Такая зависимость установлена, например, для исследованных фронтов над Европейской территорией СССР (ЕТС), перемещающихся с севера, теплых фронтов над ЕТС, перемещающихся с юга. Для теплых и холодных фронтов, перемещающихся над Западной Сибирью и Красноярским краем с запада (360 случаев) были получены такие результаты для 12-часовых интервалов. Расчетные значения индивидуального фронтогенеза на поверхности 850 гПа $F > 1,5$ °C/500 км за 12 ч были получены в 89 % случаев теплых фронтов и в 93 % случаев холодных фронтов, в которых осадки возникли или усилились на 0,5 мм и более за 12 ч. Расчетные значения фронтолиза на той же поверхности более чем на $1,5$ °C/500 км за 12 ч (т.е. $F < -1,5$ °C/500 км за 12 ч) имели место в 90 % случаев теплых фронтов и в 74 % случаев холодных фронтов, в которых осадки исчезли или ослабели на 0,5 мм и более за 12 ч. Расчеты здесь произведены с учетом горизонтальной и вертикальной слагающих фронтогенеза. Связи между расчетным фронтогенезом, учитывающим лишь горизонтальную слагающую (т.е. значением F_1), и эволюцией осадков оказались заметно (на 25—30 %) слабее, т.е. учет вертикальной слагающей фронтогенеза (F_2) оказался полезным. Однако, как правило, при хорошо выраженной горизонтальной слагающей фронтогенеза на поверхности 850 гПа ($F_1 > 1,5$ °C/500 км за 12 ч) фронт в поле осадков не размывается, а при хорошо выраженной горизонтальной слагающей фронтолиза ($F_1 < -1,5$ °C/500 км за 12 ч) фронт в поле осадков не обостряется.

Учет роли неадиабатичности при фронтогенезе (в дополнение к изложенным расчетам и качественным правилам) требует оценки роли различных факторов притока тепла в разных участках

зоны в поле температуры. Если эти факторы обеспечивают большее (или меньшее) прогревание воздуха в правой части этой зоны (смотря по направлению изотерм), чем в левой ее части, либо же сравнительно меньшее (большее) охлаждение воздуха в правой части, то это благоприятствует фронтогенезу (фронтолизу). Другими словами, учет роли неадиабатичности требует оценки термической трансформации в воздушных массах, отделяемых данным фронтом. Некоторые теоретические и эмпирические сведения о такой трансформации приводятся в главе 11. В целом можно заключить, что в большинстве случаев все компоненты неадиабатичности (влияние подстилающей поверхности, радиационный и турбулентный переносы тепла) способствуют уменьшению разницы температуры между теплым и холодным воздухом. В процессе трансформации холодный воздух прогревается, теплый выхолаживается и контраст температуры уменьшается. Сравнительно большее влияние на трансформацию воздуха оказывает подстилающая поверхность.

7.5. Прогноз перемещения и эволюции фронтов

Перемещение фронтальной поверхности определяется ветром в холодном воздухе. Обычно фронт перемещается со скоростью равной нормальной к нему слагающей скорости ветра в холодном воздухе. Так как направление и скорость ветра зависят от характера барического поля, то в конечном счете последнее и определяет перемещение фронтов.

Для прогноза перемещения фронтов, как правило, используют карту AT_{700} . Считается, что каждая точка фронта у поверхности Земли перемещается вдоль проходящей над ней изогипсы AT_{700} (оставляя низкие значения геопотенциала слева) со скоростью, пропорциональной скорости ветра на этой поверхности. Коэффициент пропорциональности принимают равным 0,8 для теплых и 0,9 для холодных фронтов. Применяя это правило, лучше использовать данные о фактическом ветре и только при их отсутствии — данные о градиентном ветре. В возможной мере следует учитывать будущую перестройку барического поля и особенно изменение значения барического градиента на поверхности 700 гПа.

Перемещение фронта можно определять и по приземной карте погоды. Эмпирически найдено, что скорость его перемещения в общем несколько меньше скорости нормальной к фронту слагающей геострофического ветра на уровне моря. Отношение скорости перемещения фронта к скорости этой слагающей равно для теплых фронтов 0,6—0,8; для быстро движущихся холодных фронтов 0,7—0,9; для медленно перемещающихся холодных фронтов примерно 1,0. Иногда потоки на уровне 700 гПа и у поверхности Земли направлены почти противоположно друг к другу; в таких случаях по ним трудно определить направление последующего

перемещения фронта. Фронты при этом могут перемещаться и по направлению потоков на поверхности 700 гПа, и по направлению ветра у поверхности Земли.

Различие скоростей и направлений ветра характерно, в частности, для небольших волновых циклонов, возникших на меридионально ориентированных холодных фронтах. У поверхности Земли на северной периферии этих циклонов наблюдаются ветры восточных румбов, в соответствии с которыми фронт в передней части волны должен как будто смещаться к западу. Такие небольшие циклоны, естественно, будут низкими, и на поверхности 700 гПа они или не видны совсем, или проявляются в виде более или менее плоских ложбин. На этом уровне в теплом воздухе наблюдается южный или даже юго-западный ветер, а в холодном воздухе — ветер западных румбов. Западные ветры в холодном воздухе дуют на высотах и к северу от циклона, и весь холодный фронт, включая его участок, находящийся в передней части волны, перемещается к востоку по направлению ветра на высотах.

В большинстве случаев несоответствие между направлением потоков на уровне 700 гПа и у земной поверхности отмечается в зоне фронта, лежащего на южной или западной периферии антициклона, сформированного в холодной воздушной массе. Фронт на периферии антициклона обычно параллелен изобарам, а ветер у поверхности Земли в холодной массе нередко направлен под углом к фронту, в сторону теплого воздуха. Поток же на поверхности 700 гПа над линией фронта и на каком-то расстоянии от нее со стороны холодного воздуха имеет слагающую, направленную в противоположную сторону по сравнению с ветром внизу. Направление перемещения такого фронта зависит в первую очередь от эволюции антициклона. При усилении антициклона фронт перемещается в сторону теплого воздуха, т. е. по направлению ветра у земной поверхности. При ослаблении антициклона он либо остается на месте, либо медленно смещается в сторону холодного воздуха по потоку на поверхности 700 гПа.

Перемещение фронта, лежащего на периферии антициклона, по направлению ветра у земной поверхности происходит также при приближении к этому фронту нового циклона. Приближение циклона вызывает увеличение барических градиентов, а вместе с этим и усиление втекания холодного воздуха на периферию циклона, и фронт как бы втягивается в его систему.

В связи с этим направление перемещения фронтов, лежащих на периферии антициклона, лучше всего определять по барическим тенденциям. Фронт перемещается по направлению ветра у земной поверхности, если в холодном воздухе наблюдается рост, а в теплом — падение или более слабый рост давления. Если в холодном воздухе давление падает сильнее или растет слабее, чем в теплом, то фронт будет либо оставаться на месте, либо перемещаться по направлению потоков на поверхности 700 гПа.

Помимо барических тенденций, всегда нужно учитывать и предшествующее перемещение фронта. Если не происходит существенной перестройки барического поля, фронт в следующие сутки перемещается в том же направлении, что и в предыдущие.

Скорость перемещения фронтов, расположенных на периферии антициклонов, в зоне которых ветер у земной поверхности и на высотах направлен в противоположные стороны, в общем невелика и не превосходит обычно 200—300 км в сутки. Она зависит от интенсивности антициклогенеза. Фронт по направлению ветра у земной поверхности перемещается тем быстрее, чем больше рост давления и скорость ветра у земной поверхности в холодном

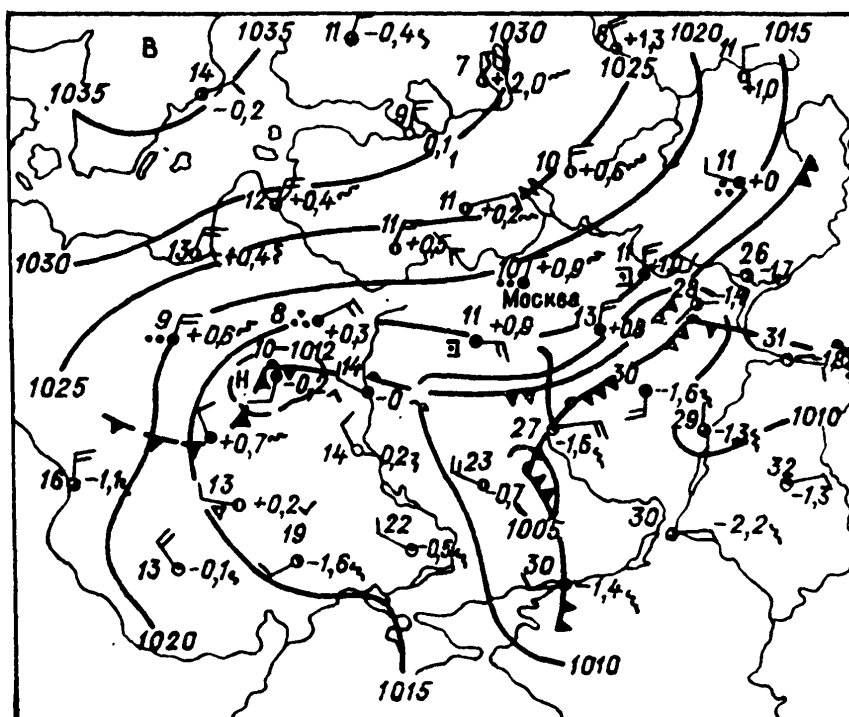


Рис. 7.5.1. Приземная карта погоды. 15 ч 5 июня 1962 г.

воздухе за фронтом. При значительном усилении антициклона такой холодный фронт за сутки перемещается иногда на 500 км и даже более. Конечно, играет роль и угол, под которым ветер в холодном воздухе направлен к фронту. Скорость перемещения фронта зависит и от характера барического поля. Чем меньше барические градиенты с той стороны, куда движется фронт, тем быстрее при прочих равных условиях он перемещается.

Быстрое перемещение холодного фронта на южной периферии области высокого давления и ветер у земной поверхности иллюстрирует рис. 7.5.1. Рассмотрим, как должен перемещаться фронт над центральными районами Европейской территории СССР. Здесь, на южной периферии обширного отрога высокого давления, он параллелен изобарам. К северу от фронта давление растет и ветер направлен под большим углом к фронту. К югу от фронта наблюдается слабое падение давления. На поверхности 700 гПа (рис. 7.5.2) фронт над центральными районами Европейской территории СССР находится на 500—600 км севернее, чем

у поверхности Земли, и на высотах южный поток отмечается не только над линией фронта у земной поверхности, но и много севернее ее.

Таким образом, приземная карта погоды и карта АТ₇₀₀ дают, на первый взгляд, противоречивые указания о направлении будущего перемещения фронта: первая — на его перемещение к югу, а вторая — к северу. В данном случае было довольно легко прийти к правильному заключению. Отрог антициклона, как это можно видеть по барическим тенденциям, должен распространяться и к востоку и к югу; давление в теплом воздухе

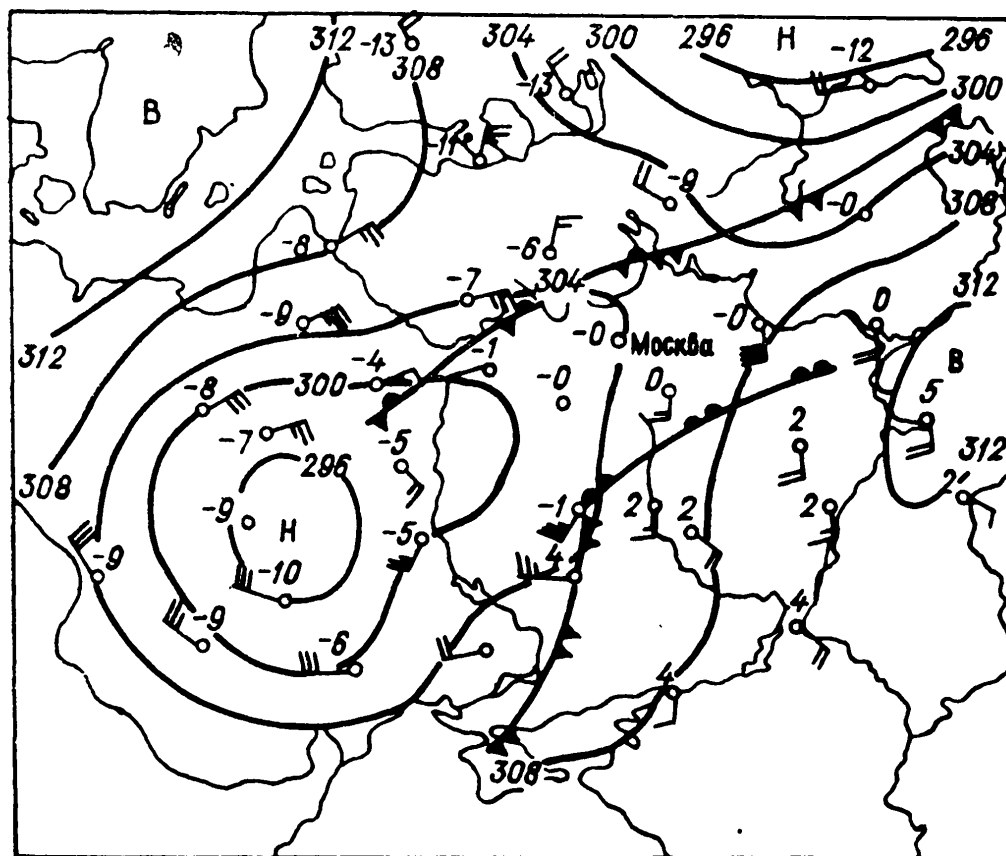


Рис. 7.5.2. Карта АТ₇₀₀. 15 ч 5 июня 1962 г.

над южной половиной Европейской территории СССР падает. Уже эти признаки достаточно хорошо говорят о последующем перемещении фронта к югу. Указания на такое перемещение фронта можно получить и по карте АТ₇₀₀. На поверхности 700 гПа в холодном воздухе к северу от фронта геопотенциал, как о том свидетельствуют изаллогипсы, увеличивается, а в теплом воздухе — понижается. Особенно велико понижение геопотенциала южнее линии фронта. Это вместе с данными о барических тенденциях и ветре у поверхности Земли позволяет с достаточной уверенностью составить правильное суждение о направлении последующего перемещения фронта. Перемещался фронт к югу и в последующие сутки. Положение фронта через 24 ч (в 15 ч 6 июня) показано на рис. 7.5.3.

Скорость перемещения линии теплого фронта и теплого фронта окклюзии зимой иногда может оказаться большей, чем скорость ветра над ними на поверхности 700 гПа. Это бывает при

разрушений пленки холодного воздуха и восстановлении в связи с этим нормального угла наклона фронта.

Прогнозируя перемещение фронта, необходимо учитывать, что изменения барического поля могут приводить к изменению направления движения фронта на противоположное. Изменения характера фронта, т. е. превращение его из теплого в холодный или из холодного в теплый у поверхности Земли, наиболее часто происходят в следующих случаях:

а) при приближении к фронту нового циклона фронт может оказаться вовлеченным в систему циркуляции этого циклона.

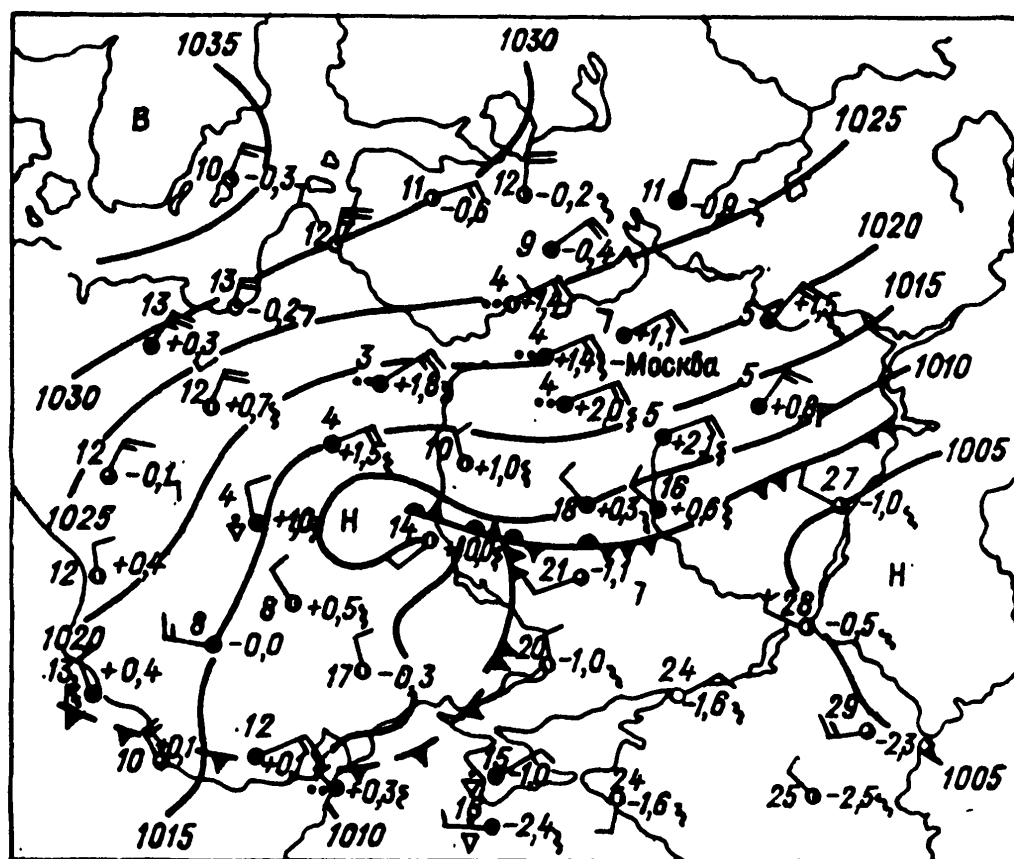


Рис. 7.5.3. Приземная карта погоды. 15 ч 6 июня 1962 г.

При этом теплый или малоподвижный фронт, лежащий слева от пути движения циклона (т. е. севернее центра циклона при перемещении последнего к востоку), попав в его тыловую часть, становится холодным;

б) теплый фронт, приблизившийся к усиливающемуся антициклону, сформированному в холодном воздухе, часто меняет направление своего движения и начинает медленно перемещаться в противоположную сторону, т. е. становится холодным фронтом;

в) центр обширного циклона, заполняющегося неравномерно, может резко изменить свое положение за небольшой промежуток времени. В связи с этим изменится и направление перемещения отдельных участков фронта, лежащих в области циклона;

г) теплый фронт заполняющегося циклона может превратиться в холодный, если впереди него находится углубляющийся циклон. Это происходит в случаях, когда барическое поле пере-

страивается таким образом, что заполняющийся циклон оказывается в ложбине углубляющегося.

При прогнозе нужно учитывать особенности переваливания фронтов через горные цепи (см. гл. 9).

В заключение отметим, что большинство фронтов лежит на осях явно выраженных ложбин и перемещается вместе с ними. Прогноз перемещения таких фронтов не является самостоятельной задачей. Построив прогностическую карту приземного давления, мы определяем этим будущее положение оси ложбины и, следовательно, связанного с нею фронта. Самостоятельное значение имеет прогноз перемещения только тех фронтов, которые лежат вне четко очерченных ложбин.

Под эволюцией фронтов понимают процесс их обострения и размывания, проявляющийся в изменении характера погоды, наблюдающейся на фронте. Представление о предстоящем обострении или размывании фронта получают, прослеживая по приземным и высотным картам, насколько лучше или хуже становится выраженным фронт в полях метеорологических величин от одного срока наблюдений к другому. Для этой же цели сравнивают друг с другом кривые стратификации и влажности на аэрологических диаграммах, построенных по данным соседних сроков для пунктов, расположенных в зоне фронта.

Процесс эволюции фронтов самым тесным образом связан с изменением интенсивности восходящих движений воздуха в зоне фронта. Их усиление способствует обострению, а ослабление — размыванию фронта. Интенсивность же восходящих движений воздуха на фронте зависит от степени конвергенции воздушных течений в зоне фронта, угла наклона последнего и орографии местности. Сходимость воздушных течений к фронту в нижних слоях — обязательное условие возникновения на фронте восходящего скольжения теплого воздуха, т. е. она необходима для самого существования фронта у поверхности Земли.

Интенсивность конвергенции в зоне фронта в нижних слоях определяется характером барического поля. Она пропорциональна значению лапласиана давления $\Delta p = p_n k + p_{nn}$, где p_n — барический градиент, k — кривизна и p_{nn} — сжатие изобар по нормали. Конвергенция велика, когда фронт лежит на оси ложбины или в полосе пониженного давления. В этих случаях слагающие ветра, направленные к фронту, и в теплом, и в холодном воздухе велики. Если фронт лежит на периферии антициклона, то ветер направлен к фронту только со стороны высокого давления, с другой стороны воздух от фронта оттекает. Конвергенция будет наблюдаться только в случае, если нормальная к фронту слагающая скорости ветра со стороны высокого давления больше, чем отток воздуха с противоположной стороны от фронта. Мала конвергенция и на фронтах, лежащих перпендикулярно изобарам, особенно в том случае, когда барические градиенты велики. Эти быстро движущиеся фронты у поверхности Земли всегда будут сильно размыты. Изменения барического поля и определяют

в первую очередь эволюцию фронтов у земной поверхности. Обострение профиля ложбины и увеличение барического градиента в ней приводит и к обострению связанного с нею фронта; в ложбине, становящейся плоской и слабоградиентной, наблюдается тенденция к размыванию фронта. Косвенное представление о характере эволюции фронта дают барические тенденции в случаях, когда они позволяют учесть предстоящие изменения барического поля.

Чем больше угол наклона фронта, тем больше при прочих равных условиях должна быть скорость подъема теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности. Изменение угла наклона фронта во времени зависит от распределения ветра с высотой. Ослабление ветра в нижних слоях под влиянием трения воздуха о земную поверхность приводит к уменьшению угла наклона у теплого и увеличению этого угла у холодного фронта. Выше пограничного слоя атмосферы изменение угла наклона определяется изменением с высотой барического поля. Если направление ветра с высотой существенно не меняется, а его скорость растет, то тенденция к уменьшению угла наклона теплого и увеличению угла наклона холодного фронта будет наблюдаться и на высотах. Теплые фронты довольно часто становятся очень пологими в своих нижних частях зимой над сушей при ветре в холодном воздухе, направленном к фронту у поверхности Земли и резко поворачивающем с высотой вправо. Тогда фронтальная поверхность в нижних слоях перемещается намного медленнее, чем наверху, и угол ее наклона оказывается настолько мал, что восходящее скольжение теплого воздуха практически прекращается. В результате непосредственно перед линией фронта обложные осадки отсутствуют и выпадают лишь в отдалении от фронта там, где сохраняется нормальный его наклон.

Существенное влияние на изменение контраста температуры в нижних слоях, а вместе с этим и на эволюцию фронтов часто оказывает трансформация воздуха. Она, как правило, уменьшает контраст температуры на фронте, т. е. способствует его размыванию.

Значительную эволюцию часто испытывают фронты при переходе с моря на сушу и обратно с суши на море. Так, летом участок теплого фронта, лежащий на периферии барической ложбины, после перемещения с океана на сушу быстро размывается. Температура теплого морского воздуха, движущегося за фронтом, становится примерно равной температуре прогретого над сушей континентального воздуха перед фронтом. Зимой температура холодного воздуха, поступающего за холодным фронтом с океана на материк, в нижних слоях часто выше температуры теплой массы перед фронтом. Холодный фронт у поверхности Земли оказывается замаскированным, и структура фронтальной поверхности становится нормальной лишь на той или иной высоте.

Эволюция фронтов связана менее тесно с изменением контраста температуры в высотной фронтальной зоне, чем с эволю-

цией барического поля. Там, где увеличение контраста температуры сопровождается антициклогенезом у поверхности Земли, фронты размываются. Если сохраняется явно выраженная барическая ложбина, то сохраняется и связанный с нею фронт даже при исчезновении контраста температуры на высотах. Справедливо правило, что обостряются в основном лишь те участки фронта, которые находятся впереди (по течению) зоны увеличения контраста температуры на высотах, так как там создаются условия, благоприятствующие возникновению циклонического возмущения и развитию восходящих движений воздуха.

Нужно отметить также, что при образовании фронта окклюзии, когда контрасты температуры обычно уменьшаются, фронтальная облачность во многих случаях не только не разрушается, но даже сильнее развивается и фронтальные осадки усиливаются. Если до окклюдирования осадков не было, то после него может начаться их выпадение.

Прогнозируя эволюцию фронта, нужно учитывать и изменения влажности воздуха. Влажность воздуха определяет высоту уровня конденсации, и от нее наряду с интенсивностью восходящих движений воздуха зависит интенсивность осадков, выпадающих на фронте. Если относительная влажность воздуха мала и, следовательно, уровень конденсации лежит высоко, то выпадение осадков теплого фронта прекращается раньше, чем пройдет фронт. Отрыв зоны осадков от линии теплого фронта из-за сухости воздуха, естественно, наблюдается только летом над сушей.

Большую роль в развитии облачности и формировании осадков на фронтах играет влажнонеустойчивость воздуха. Ее влияние проявляется тем сильнее, чем слабее выражен фронт в барическом поле, т. е. чем меньше интенсивность восходящих движений воздуха, обусловленных конвергенцией трения. Летом над сушей на слабо выраженных фронтах возможность выпадения осадков и их интенсивность определяются в первую очередь влажнонеустойчивостью. Если она велика, на фронте выпадают ливневые дожди, если мала, осадки, как правило, не выпадают.

Вместе с перемещением фронта меняется и географический район, из которого притекает теплый воздух к фронту. Изменение свойств воздуха, поступающего к фронту, может способствовать как обострению, так и размыванию последнего. Увеличение влажнонеустойчивости теплого воздуха приводит к увеличению интенсивности осадков, а ее уменьшение — к ослаблению интенсивности или даже к полному прекращению осадков. Для Европы довольно характерно изменение свойств теплого воздуха, поступающего к холодному фронту при перемещении последнего с запада. В Западной Европе теплой массой обычно является морской воздух из субтропической части Атлантического океана. При перемещении холодного фронта к востоку к нему поступает воздух из все более восточных районов субтропиков и на Европейской территории СССР теплой массой перед фронтом может быть воздух, пришедший с Ближнего Востока или из Средней Азии,

т. е. воздух, имеющий летом малую относительную влажность. Это приводит к ослаблению или даже к прекращению осадков на фронте, особенно на его участке, лежащем за пределами явно выраженной барической ложбины.

На активность фронта (изменение фронтальной облачности и интенсивности осадков) оказывает влияние и его перемещение в сторону более сухой или более влажной поверхности почвы.

Учитывая предстоящие изменения барического и термического полей, а также вероятное изменение влажности воздуха, можно, как правило, предусмотреть направление, в котором будет происходить эволюция фронта. Но прогноз возникновения и полного размывания фронта у поверхности Земли почти всегда вызывает большие трудности. Возникновению фронта у земной поверхности в большинстве случаев предшествует образование фронтальной зоны на высотах, а его полному размыванию — ее исчезновение.

После формирования фронтальной зоны фронт у поверхности Земли возникает, как только здесь создается барическое поле, способствующее конвергенции (ложбина, полоса пониженного давления). Барические ложбины, а вместе с ними и приземные фронты возникают у поверхности Земли и вне фронтальных зон. Наличие или отсутствие осадков на таких фронтах определяется характером барического поля и влажностью воздуха. Летом в южных районах СССР на этих фронтах из-за сухости воздуха часто не образуется даже облаков.

Наиболее часто процесс размывания фронта протекает так. Смыкание теплого и холодного участков основных фронтов приводит к образованию фронта окклюзии; последний превращается затем во вторичный фронт, который исчезает при заполнении циклона. Известно, что в начальной стадии развития антициклона большие контрасты температуры на высотах наблюдаются в его передней части. В дальнейшем эта фронтальная зона постепенно ослабевает, а в тыловой части антициклона (на западной или северной периферии его) формируется новая фронтальная зона. После исчезновения контраста температуры на высотах размывается и холодный фронт у поверхности Земли, расположенный в передней части антициклона.

В случаях быстрого усиления антициклона фронт у земной поверхности размывается раньше, чем исчезают большие контрасты температуры на высотах.

Перемещающиеся холодные фронты имеют, как правило, слабую, направленную к югу; теплые фронты, наоборот, в общем перемещаются к северу. Большинство холодных фронтов, образовавшихся в полярных или умеренных широтах, размывается в субтропиках, после того как холодный воздух проникает далеко на юг. Теплые фронты, возникшие на юге, размываются после своего перемещения на некоторое расстояние к северу, т. е. обычно в умеренных широтах, особенно летом над сушей. Чаще всего их размывание происходит уже после окклюдирования циклона.

Теплые фронты в области циклона могут отсутствовать не только в результате их размывания. В ряде случаев теплые фронты в циклонах вообще не возникают. Так, иногда не бывает теплого фронта у первого циклона новой циклонической серии. Вынос теплого воздуха, сопровождающий развитие этого циклона, происходит по северной или северо-западной периферии обширного антициклона, заключившего предыдущую серию циклонов; здесь не может создаваться конвергенция, необходимая для образования линии фронта у поверхности Земли.

Теплые фронты отсутствуют в циклонах, развивающихся сверху вниз, т. е. в циклонах, которые сначала оформляются на высотах и лишь затем в нижних слоях. В момент своего образования у поверхности Земли эти высокие циклоны бесфронтальные, контрасты температуры на высотах над ними малы. Конвергенция потоков, появляющаяся вместе с возникновением циклона, приводит затем обычно к формированию лишь приземного холодного фронта в его тылу.

Бесфронтальными являются и циклоны, возникающие на подветренной стороне высоких гор при подходе холодного фронта к их наветренной стороне. Такие циклоны всегда образуются, например, на севере Италии при подходе холодного фронта к северным склонам Альп. При перемещении холодного фронта с запада бесфронтальные циклоны возникают и на подветренной стороне Кавказских гор — над восточной частью Северного Кавказа и Каспийским морем. Нет фронтов и в термических депрессиях (о влиянии горных цепей на эволюцию фронтов подробнее излагается в гл. 9).

Ориентировочно об эволюции фронтов в ближайшие 12—24 ч можно судить по снимкам с ИСЗ в случаях, когда обнаруживаемая на снимках облачность непосредственно связана с фронтами.

Если облачная система синоптического масштаба 500—1500 км обнаруживается на трех последовательных снимках через каждые 12 ч, то для прогноза эволюции облачности в зоне фронта на следующие 12—24 ч можно использовать экстраполяцию наблюдающейся эволюции облачности с учетом ее ускорения. Экстраполяция для прогноза заблаговременностью лишь до 12 ч допустима при наличии облачности синоптического масштаба 100—500 км; в этом случае экстраполируется эволюция, наблюдавшаяся в последние 12 ч. Вполне надежных признаков, которые позволили бы судить об изменении других характеристик (кроме облачности в атмосферных фронтах по снимкам с ИСЗ), пока не найдено.

Полезно учитывать при прогнозе следующие признаки эволюции фронтов:

- 1) если в термобарическом поле фронт выражен отчетливо, но в его области облака отсутствуют и отмечаются лишь вдоль фронта на некотором удалении от него, то это может быть признаком его активизации;

2) облачность (особенно верхнего и среднего ярусов) может сохраняться некоторое время после того, как фронт по другим признакам (в термобарическом поле) становится плохо различим;

3) облачные полосы, возникнув, могут существовать до появления других признаков.

Для этих случаев типичны следующие синоптические ситуации и атмосферные процессы: размывающиеся южные участки холодных фронтов при активном глубоком вторжении холодного воздуха; адвекция теплого воздуха в термическом гребне; холодный фронт небольшой вертикальной протяженности, за которым течет холодный сухой воздух; южные циклоны, выходящие на Европейскую территорию СССР с Балкан и Черного моря (в которых нет характерных для теплых и холодных фронтов облачных полос, а имеется облачная шапка в вершине термического гребня впереди центра циклона у поверхности Земли).

Глава 8

Струйные течения

8.1. Общие сведения

Струйные течения в свободной атмосфере представляют собой узкие и длинные зоны очень сильных ветров, расположенные на значительных высотах, вблизи тропопаузы или над ней. Только над высокими горами (Анды, Гималаи, Памиро-Алай) струйные течения располагаются сравнительно низко над поверхностью Земли (3—4 км) и обуславливают иногда сильные бури на горных перевалах.

Основные особенности струйных течений (СТ) указаны в определении Всемирной метеорологической организации (ВМО): «Струйное течение — это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости».

Обычно длина струйного течения составляет тысячи километров, ширина — сотни километров и толщина — несколько километров. Вертикальный сдвиг ветра равен 5—10 м/с на 1 км, а горизонтальный — 5 м/с на 100 км.

Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения условно считается равным 30 м/с, или 108 км/ч.

Указанный в определении ВМО нижний предел скорости ветра в струйных течениях выбран с учетом того, что ветер, превышающий 100 км/ч, оказывает заметное влияние на путевую скорость самолетов, летающих в зоне струйных течений. Следует напом-

нить, что если на каком-либо участке скорость ветра на 2—3 м/с меньше указанного нижнего предела, это не означает отсутствия здесь струйного течения, а указывает лишь на его местное ослабление.

Центральную часть СТ, в которой скорости ветра наибольшие, называют его сердцевиной. Линия максимального ветра внутри сердцевины называется осью СТ. Поперечное сечение сердцевины не превышает 50—100 км по горизонтали и 1—2 км по вертикали, а скорость ветра на границах сердцевины лишь немного меньше, чем на оси СТ.

Слева от оси, если смотреть по потоку, расположена циклоническая сторона СТ, справа — антициклоническая. Иногда их называют соответственно холодной и теплой, но это верно лишь для тропосферных уровней.

Помимо струйных течений свободной атмосферы, о которых говорилось выше, существуют струйные течения в пограничном слое атмосферы, называемые струйными течениями нижних уровней (СТНУ). Такие струи обычно обнаруживаются при анализе карты АТ изобарической поверхности 925 гПа. Несколько подробнее о СТНУ будет сказано в конце данной главы.

8.2. Структура струйных течений

8.2.1. Ось струйного течения и поверхность максимального ветра. Вертикальный и горизонтальный сдвиги ветра

Поверхность, которая проходит через точки с максимальной скоростью на вертикальных профилях ветра в разных частях СТ, называется поверхностью максимального ветра. Ось СТ лежит на этой поверхности. Наименьшие высоты поверхности максимального ветра обычно наблюдаются левее оси СТ, а в направлении от этого минимума вправо и влево высоты поверхности максимального ветра возрастают, особенно заметно на циклонической стороне (рис. 8.2.1). В направлении вдоль СТ высота поверхности максимального ветра, и в частности высота оси СТ, может постепенно уменьшаться или увеличиваться (на 1—2 км на протяжении 1000 км). Чем сильнее ветер на данном участке струи, тем ниже располагается уровень его максимальной скорости. Наиболее низко ось СТ лежит в барических ложбинах, наиболее высоко — на осях гребней. Одновременно с изменением высоты оси СТ вдоль потока изменяется и скорость ветра на оси: образуются подвижные области повышенных скоростей ветра, а в промежутках между ними — области более слабых ветров. Причины такой неоднородности еще недостаточно изучены, однако результаты численного моделирования показывают, что они связаны главным образом с неоднородной адвекцией ветра и температуры в нестационарных процессах, а также и с мезомасштабными явлениями.

Области повышенных скоростей ветра на картах обнаруживаются как системы замкнутых изотак эллиптической формы, вытянутых вдоль потока и очерчивающих центры, которые принято называть подвижными максимумами скорости ветра. Эти подвижные максимумы перемещаются вдоль СТ в направлении потока с переменными скоростями, в общем меньшими, чем скорость ветра в СТ. Они очень изменчивы и обычно существуют недолго. Редко удается следить по карте за их перемещением в течение более чем суток.

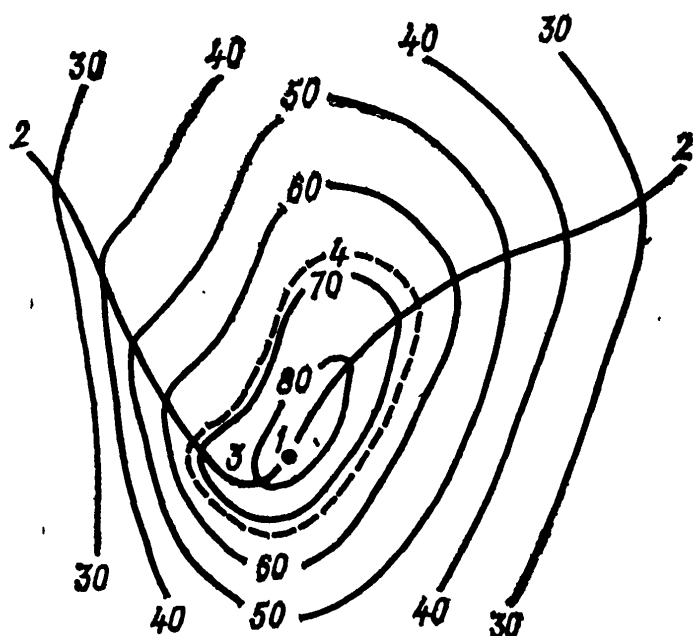


Рис. 8.2.1. Изотак в вертикальном разрезе через типичное струйное течение (скорость в м/с).

1 — ось СТ, 2 — линия максимальных скоростей ветра, 3 — желоб минимальных высот, 4 — граница сердцевины СТ.

В областях СТ велики как вертикальные, так и горизонтальные сдвиги ветра. Горизонтальный сдвиг ветра слева от оси СТ (на циклонической стороне) гораздо больше, чем справа от нее (на антициклонической стороне). Вертикальный сдвиг ветра обычно больше над поверхностью максимального ветра, чем под ней, хотя нередко наблюдается и обратное.

В струйных течениях, связанных с фронтами умеренных широт, над югом СССР зимой средний вертикальный сдвиг ветра в слое 1 км вниз от уровня максимального ветра составляет примерно 9 м/с, над поверхностью максимального ветра в таком же слое — 13 м/с. Чем сильнее СТ, тем больше вертикальный сдвиг ветра в нем. Летом средние вертикальные сдвиги ветра имеют примерно такие же значения, но их зависимость от максимальной скорости ветра на оси СТ меняется. С увеличением максимальных скоростей ветра вертикальные сдвиги возрастают летом гораздо быстрее, чем зимой.

В субтропических СТ и зимой, и летом средний вертикальный сдвиг ветра под осью СТ составляет 13 м/с, над осью 12 м/с на 1 км. В сильных СТ (больше 80 м/с) вертикальные сдвиги ветра часто достигают 35—40 м/с на 1 км.

В умеренных и высоких широтах СССР средние вертикальные сдвиги ветра в СТ меньше, чем на юге.

8.2.2. Поле вихря

Относительный вихрь скорости, т. е. величина

$$\Omega_r = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = vk - \frac{\partial v}{\partial n},$$

где v — скорость ветра, k — кривизна линий тока, n — направление нормали к линии тока, определяется главным образом поперечным сдвигом ветра $\partial v / \partial n$, поскольку кривизна линий тока в СТ обычно мала.

На циклонической стороне $\Omega_r > 0$, на антициклонической $\Omega_r < 0$; по абсолютной величине относительный вихрь больше на циклонической стороне. На оси СТ значение Ω_r близко к нулю.

Абсолютный вихрь $\Omega_a = \Omega_r + l$ имеет большие положительные значения слева от оси СТ (на циклонической стороне). На антициклонической стороне, где знаки Ω_r и l противоположны, абсолютный вихрь в неширокой полосе справа от СТ часто оказывается близким к нулю. Иногда здесь наблюдаются и небольшие отрицательные Ω_a .

Средние значения циклонического абсолютного вихря в СТ умеренных широт составляет $22 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, в субтропических СТ эта величина вдвое меньше. В сильных СТ Ω_a значительно превышает найденные средние величины.

8.2.3. Поле температуры

Особенности распределения ветра в СТ определяются в первую очередь полем температуры в тропосфере и в нижней стратосфере. Как известно, в атмосфере имеется довольно тесная связь между полями температуры и ветра. При геострофическом движении эта связь выражается формулой термического ветра

$$\frac{\partial v}{\partial p} = \frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial v},$$

где v — скорость геострофического ветра, p — давление, R — газовая постоянная, $\partial T / \partial v$ — горизонтальный градиент температуры. Поле температуры ниже оси СТ характеризуется большими горизонтальными градиентами температуры, свойственными высотным фронтальным зонам. Контрасты температур в слое под осью СТ обнаруживаются на картах OT_{1000}^{500} и на картах топографии поверхностей 500, 400 и 300 гПа. На тропосферных уровнях под осью СТ слева от нее располагается холодный воздух, справа — теплый. С высотой по мере приближения к оси СТ контраст температуры уменьшается.

На уровне оси СТ контраст температуры сглаживается, и горизонтальный градиент температуры приближается к нулю.

Однако интенсивные вертикальные движения нередко обуславливают появление зон локальной температурной неоднородности. Так, на уровне оси СТ умеренных широт на общем фоне приблизительно однородных температур справа от оси на расстоянии 3—5° широты иногда наблюдается узкая полоса (шириной около 4° широты) очень низких температур. Она образуется в результате адиабатического охлаждения и без того сравнительно холодного воздуха в верхней части тропической атмосферы, восходящего справа от оси СТ. Напротив, слева от оси, примерно на том же расстоянии, иногда наблюдается полоса относительно высоких температур, возникающая в результате адиабатического нагревания нисходящего стратосферного воздуха. Указанные полосы хорошо выражены лишь в случаях развитой поперечной циркуляции в СТ, характерной для фронтогенеза.

Выше оси СТ происходит обращение горизонтального градиента температуры: наиболее холодной оказывается тропопауза на правой (антициклонической) стороне, тогда как слева на тех же уровнях находится относительно теплый воздух стратосферы. Начиная с уровня сглаживания горизонтального градиента температуры скорость ветра в СТ убывает с высотой.

Хотя изменение ветра с высотой в слоях СТ в основном согласуется с изменением горизонтального термического градиента, однако надо помнить, что соотношение термического ветра выполняется лишь приближенно, вследствие значительного вклада агеострофических составляющих ветра.

8.2.4. Поле потенциальной температуры

Как известно, для верхней тропосферы характерны относительно малые вертикальные градиенты потенциальной температуры, для стратосферы — весьма большие. Большие градиенты потенциальной температуры наблюдаются и во фронтальных зонах. Струйные течения связаны как с фронтальными зонами, так и с переходными слоями от тропосферы к стратосфере, причем справа и слева от оси СТ переход к стратосфере происходит на существенно различных уровнях. Все это обуславливает сложность распределения потенциальной температуры в зоне СТ.

На рис. 8.2.2 а представлено осредненное поле потенциальной температуры для пяти случаев СТ и поле потенциального вихря (в $\text{K}/(\text{с} \cdot \text{гПа})$), равного

$$(\Omega_{\theta} + l) \frac{\partial \theta}{\partial p} 10^{-6},$$

(здесь Ω_{θ} — относительный вихрь скорости на изэнтропической поверхности) в вертикальной плоскости, перпендикулярной к оси СТ. На рис. 8.2.2 б дан средний вертикальный разрез поля нормальной к оси СТ составляющей скорости ветра и температуры.

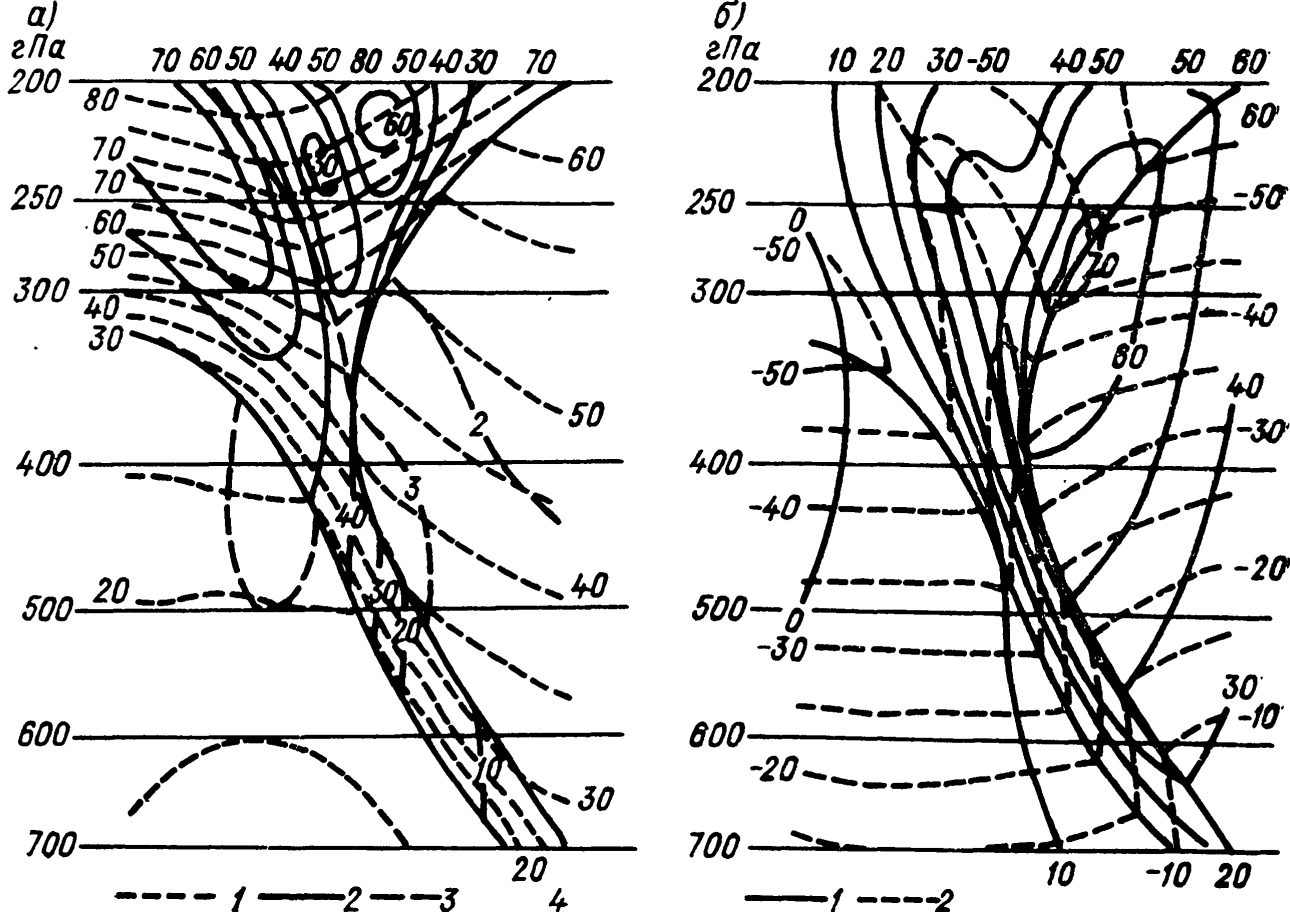


Рис. 8.2.2. Осредненный вертикальный разрез через струйное течение.

а — поле потенциальной температуры (1), поле потенциального вихря (2), границы фронта и тропопаузы (3), ось ложбины в поле потенциальной температуры (4);
б — поле нормальной слагающей скорости ветра (1), поле обычной температуры (2).

На первом из рисунков видно сгущение изэнтроп (изолиний Θ) в пределах фронтальной зоны и их изгибы соответственно вниз и вверх по левую и правую стороны от оси СТ.

8.3. Струйные течения и планетарные высотные фронтальные зоны

Всякое СТ является составной частью планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), являющейся объемной бароклининой зоной большой вертикальной мощности, неоднородной на всем своем протяжении по горизонтали.

Планетарные высотные фронтальные зоны между арктическим воздухом и воздухом умеренных широт простираются вверх до высоты 10—11 км, между воздухом умеренных широт и тропическим воздухом — до 15—17 км. Сложные ПВФЗ, представляющие результат тесного соприкосновения или слияние нескольких зон, имеют вертикальную протяженность до 20 км, а возможно и больше.

Степень бароклиности ПВФЗ определяется горизонтальными температурными градиентами в ее пределах. Но чем больше горизонтальный градиент температуры, тем больше термический ветер, определяющий вертикальный сдвиг ветра. Пока горизонталь-

ный градиент температуры сохраняет свой знак, ветер с высотой растет. Таким образом, над каждой объемной бароклинной зоной, в результате сохранения знака термического ветра от земной поверхности до уровня обращения горизонтального градиента температуры, возникает СТ с осью вблизи этого уровня.

Однако действительный ветер в СТ иногда значительно сильнее того, который обусловлен термическим полем. Это показывает, что возникновение СТ связано не с одним лишь термическим ветром, но и с другими процессами, к которым можно отнести накапливание в СТ количества движения и вихря, излучение мезомасштабных волн и др. Именно эти процессы, возможно, обуславливают высокую степень устойчивости СТ: последние нередко продолжают существовать, особенно в стратосфере, хотя бароклинные зоны, в которых возникли эти СТ, уже размылись и не могут обеспечить наблюдающихся скоростей ветра.

8.4. Тропопауза, фронты и облака в области струйного течения

На левой стороне СТ тропопауза является низкой и относительно теплой, на правой стороне — высокой и холодной. Переход от низкой тропопаузы циклонической стороны СТ к высокой тропопаузе антициклонической стороны может происходить непрерывно путем плавного перехода или сопровождаться разрывом. В последнем случае высокая тропопауза может оказаться частично «надвинутой» на низкую и располагаться над ней «внахлестку» на расстоянии до 400—600 км. Разрыв тропопаузы характерен для интенсивных ПВФЗ и сильных СТ. Имеются и широтные различия: непрерывный переход от низкой к высокой тропопаузе чаще встречается в высоких широтах, а разрыв тропопаузы — в умеренных и субтропических широтах.

Струйное течение располагается в месте перехода от низкой к высокой тропопаузе как в случае непрерывного перехода с крутым наклоном тропопаузы, так и в случае разрыва. Когда высокая тропопауза надвинута на нижнюю, СТ располагается в зоне перекрытия нижней тропопаузы верхней.

В сложных ПВФЗ СТ умеренных широт смещается под субтропическое СТ и оказывается даже южнее последнего. В других случаях оба СТ сливаются в единое мощное течение. Тогда тропопаузы, образующие разрыв, располагаются примерно симметрично относительно оси мощного СТ. В пределах ПВФЗ, в которой наблюдается СТ, выделяются один или два главных фронта, достигающие земной поверхности. Некоторые авторы выделяют, кроме того, верхние фронты, непосредственно связанные с СТ.

Основной фронт умеренных широт захватывает всю тропосферу, часто достигает тропопаузы умеренных широт и соединя-

ется с ней, образуя единое целое. В тылу этого фронта нередко располагается арктический фронт, также доходящий до земной поверхности. Соответствующие этим фронтам бароклинные зоны могут сливаться в одну мощную бароклинную зону сложной конфигурации. В зоне перехода от холодной высокой тропопаузы справа от оси к теплой низкой стратосфере слева от оси иногда обнаруживается зона увеличенных градиентов температуры, трактуемая как верхний (надструйный) фронт. Другая бароклинная зона начинается под сердцевинной СТ и прослеживается до высоты 3—5 км; ее рассматривают как верхний подструйный фронт. С этими бароклинными зонами часто бывают связаны зоны болтанки самолетов в слоях больших вертикальных сдвигов ветра. Подструйный фронт часто имеет систему облаков As—Cs.

Облака в области СТ обычно располагаются ниже уровня максимального ветра. Отсутствие облаков выше этого уровня является характерной особенностью СТ. Наиболее часто облака верхней тропосферы находятся в зоне шириной 400—500 км слева от сердцевинной СТ. Изредка облака в области СТ обнаруживаются немного выше полярной тропопаузы или тропопаузы умеренных широт, но не встречаются в стратосфере над тропической тропопаузой.

Фронтальные облака (Cs, As, Ac) чаще встречаются справа от оси СТ. Перистые облака наковален кучево-дождевых облаков и высоко-кучевые облака, образовавшиеся от растекания кучевых, чаще наблюдаются слева от оси СТ, что связано с задерживающими слоями на левой стороне СТ.

Главное воздействие СТ на фронтальные облака и облака грозных очагов заключается в переносе их сильными ветрами на далекие расстояния от места возникновения. Если процесс облакообразования непрерывен, то соответствующие облачные системы не просто переносятся по ветру, а вытягиваются в сильном потоке в длину и расчленяются на ряд полос, разделенных безоблачными зонами.

На спутниковых фотографиях облачность СТ обычно имеет форму обширного массива или длинной широкой полосы, а иногда ряда узких полос перистых облаков, вытянутых вдоль потока. Край облачности СТ на циклонической стороне резко очерчен и хорошо виден на фоне подстилающей поверхности, если в нижележащих слоях нет облаков. В противном случае край облачности СТ виден по тени или определяется по характерной текстуре. Облачная полоса повторяет конфигурацию СТ, огибая высотные гребни и ложбины.

Характерной особенностью облачности интенсивных СТ (со скоростями ветра на оси около 100 км или более) является наличие в ней поперечных или почти поперечных полос.

Спутниковые фотографии облачности полезны для определения положения оси СТ. Чаще всего (в 72 % случаев) она совпадает с левым, четким краем облачности, в 23 % случаев находится

левее его (обычно на расстоянии около 100 км, иногда до 300 км) и лишь в 4 % случаев — правее.

Чем лучше выражена система облачности СТ на спутниковых фотографиях, тем интенсивнее СТ.

8.5. Вертикальные движения и турбулентность

Крупномасштабные поля адвекции температуры, вихря и количества движения и их эволюция формируют поле вертикальных скоростей синоптических масштабов, которое имеет некоторые характерные особенности в зонах СТ. Важнейшей из этих особенностей является хорошо выраженная зависимость направления вертикальных движений по правую и по левую сторону СТ от характера горизонтальной адвекции температуры: если эта адвекция фронтогенетическая (т. е. способствует сближению изотерм), то на циклонической стороне СТ движения нисходящие, на антициклонической — восходящие. В тропосфере при этом восходит теплый воздух, опускается холодный. Такое направление вертикальной циркуляции называется термически прямым. В случае фронтолитической адвекции направление вертикальных движений обратное: восхождение на левой (циклонической) стороне, нисхождение на правой (антициклонической). Такая циркуляция, с восходящими движениями на стороне тропосферного холодного воздуха, называется термически обратной. Фронтогенетическая адвекция температуры характерна для входа ПВФЗ, фронтолитическая — для дельты.

Скорости этих вертикальных движений имеют порядок сантиметров в секунду. В интенсивных СТ с фронтогенетической адвекцией нисходящие движения на циклонической стороне оси СТ приводят к формированию резкого края облачности СТ (она отсутствует в зоне нисходящих движений). При изменении направления адвекции система вертикальных движений перестраивается. Более сложные системы вертикальных движений возникают при ветвлении СТ.

Как восходящие, так и нисходящие движения захватывают слои большой вертикальной протяженности (нередко всю тропосферу, тропопаузу и нижнюю стратосферу). Они способствуют воздухообмену между стратосферой и тропосферой, который происходит наиболее интенсивно в зоне основного фронта. Восходящие движения, захватывающие мощные слои стратосферы, благоприятствуют развитию облачности, в том числе конвективной, и образованию осадков.

Кроме этих более крупномасштабных движений, в зонах СТ наблюдаются системы мезомасштабных вихрей с различной ориентацией осей, а также внутренние волны, весьма характерные для СТ большой интенсивности. Внутренние волны формируют облачные полосы, поперечные или наклонные к оси СТ. В зонах мезомасштабных волн и вихрей, а также в зонах больших вер-

тикальных сдвигов ветра над и под поверхностью максимального ветра развивается турбулентность. Она развивается и в бароклинических зонах в окрестности СТ (рис. 8.5.1). Большие горизонтальные сдвиги ветра, а также наличие областей ускорения и замедления потока в направлении движения (соответственно в тыловой и пе-

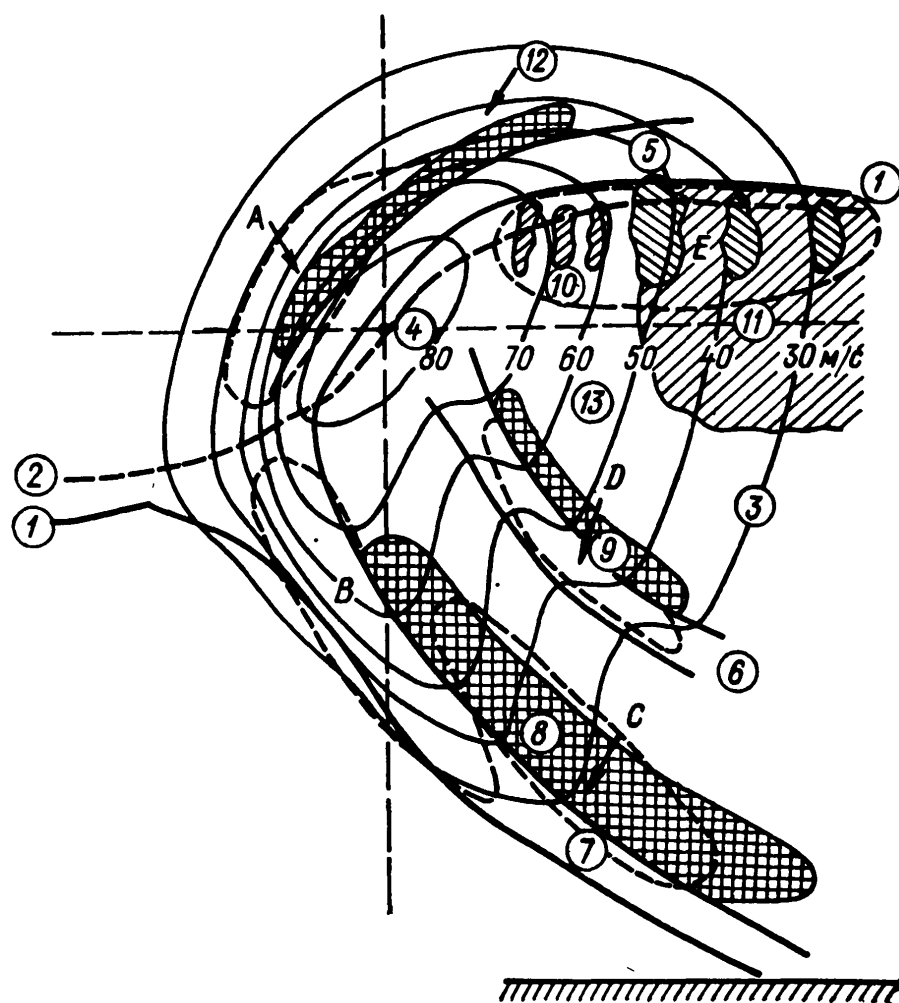


Рис. 8.5.1. Распределение облачности и зон болтанки на схеме вертикальной структуры струйного течения.

1 — тропопауза, 2 — уровень максимального ветра, 3 — изотахи, 4 — сердцевина струйного течения, 5 — верхний надструйный фронт, 6 — верхний подструйный фронт, 7 — главный фронт ПВФЗ, 8 — облачная система главного фронта, 9 — облачная система верхнего подструйного фронта, 10 — полосы перистых облаков с резкой кромкой со стороны сердцевины струи, 11 — облачные массивы с вкраплениями плотных Ci , 12 — облачная система верхнего надструйного фронта (не всегда существует), 13 — мгла тропического воздуха под тропопаузой, А, В и С — зоны болтанки.

редней частях подвижных максимумов ветра, а также в зонах входа и дельты СТ) также благоприятствуют возникновению турбулентных пятен. Турбулентность в СТ наиболее вероятна при следующих ситуациях.

1. На циклонической стороне СТ при боковых горизонтальных сдвигах ветра и при одновременном изменении направления ветра на оси высотной ложбины. Турбулентная зона развивается в такой ситуации слева от оси СТ (зона I на рис. 8.5.2).

2. На антициклонической стороне СТ при горизонтальных сдвигах ветра по потоку, характерных для зон расходимости линий тока при антициклонической кривизне. Выделяются три типа расходимости, при которых имеется высокая вероятность турбулентности:

а) слабо выраженная дивергенция течений с постепенным уменьшением скорости ветра по потоку (зона II на рисунке);

б) хорошо выраженная, но плавная расходимость изогипс, характерная для холодных тропосферных фронтов (зона III);

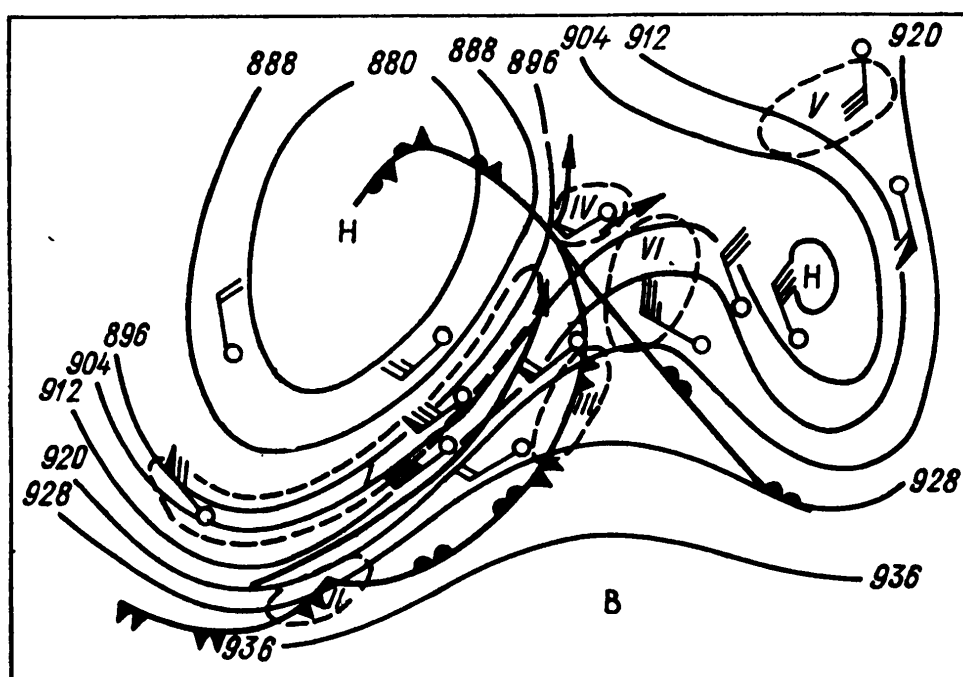


Рис. 8.5.2. Схема синоптического положения, характеризующая расположение зон, наиболее благоприятных для возникновения турбулентности в ясном небе.

в) резко выраженная дивергенция течений в дельте ПВФЗ, проявляющаяся в разветвлении СТ и значительном ослаблении ветра по потоку. Зоны болтанки расположены в области относительно слабого ветра. Чем резче выражена расходимость изогипс и чем сильнее ветер в самом СТ, тем вероятнее сильная болтанка (зоны IV и V).

3. Область высотного гребня. Турбулентность возникает здесь при слабых ветрах (20—50 км/ч), хотя иногда она отмечается в довольно пологих гребнях при скоростях ветра более 100 км/ч (зона VI).

8.6. Характеристики струйных течений в различных физико-географических условиях

Характеристики СТ (высота расположения, характер изменения тропопаузы, скорости и сдвиги скоростей) определяются в первую очередь особенностями ПВФЗ, в которых оно развивается. Каждому типу ПВФЗ (связанного с ней главного фронта) соответствует характерный диапазон высот СТ и ряд других характерных свойств.

Струйное течение арктического фронта (или арктическое СТ) располагается на высотах 6—8 км. Его можно обнаружить по картам АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀ совместно с картой максимальных ветров. Арктические СТ севернее 65° характеризуются максимальными скоростями, нередко достигающими 60—100 м/с на высотах менее 8 км. Изредка максимальная скорость ветра превышает 100 м/с. На этих же высотах иногда встречаются СТ, окаймляющие активно распространяющиеся к северу субтропические высотные антициклоны и гребни и явно не связанные с арктическими фронтами.

Струйное течение умеренных широт, или СТ фронта умеренных широт (или полярного фронта), чаще всего наблюдается в зоне от 65 до 45° с. ш. Оно располагается на высотах 9—12 км (на уровнях 300—200 гПа) и анализируется по картам АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀ совместно с картой максимальных ветров и картой тропопauses. СТ умеренных широт на ежедневных картах максимальных ветров выражены довольно хорошо и как правило связаны с фронтом умеренных широт (полярным фронтом). Максимальные скорости ветра на оси этих СТ довольно часто достигают 80—100 м/с, иногда 120—130 м/с, летом редко превышают 60—70 м/с. Наибольшие скорости ветра отмечаются над восточным побережьем Северной Америки и особенно Азии, где в холодное время года часто происходит обострение фронтов умеренных широт.

Субтропическое струйное течение располагается на высотах от 11 до 16 км и прослеживается по картам АТ₂₀₀ и картам максимального ветра в обоих полушариях в виде почти непрерывного пояса наиболее сильных западных ветров на северной периферии субтропических областей высокого давления. Положение его оси испытывает значительные сезонные изменения.

Вдоль оси СТ наблюдаются значительные колебания скорости. Наибольшие скорости ветра отмечаются на восточном побережье Азии, преимущественно над югом Японии, а также на восточном побережье США. Над Японией максимальная скорость ветра в СТ иногда достигает 180—200 м/с, над восточным побережьем США несколько меньше.

Над западной частью Атлантического океана и отчасти над западной частью Тихого океана после мощных холодных вторжений с севера субтропические СТ иногда трудно отличить от активных СТ умеренных широт.

Субтропическое СТ над Кавказом, Малой и Средней Азией, Ближним Востоком и п-овом Индостан делится на два типа: нижнее и верхнее. Нижнее субтропическое СТ располагается на высотах 11—13 км, верхнее — на высотах 14—16 км. Анализ карт максимального ветра и вертикальных профилей ветра позволяет различать эти два типа, поскольку всегда можно обнаружить зону ослабления ветра, расположенную между ними. Труднее разделить СТ умеренных широт и нижнее субтропическое СТ, так как они наблюдаются на очень близких высотах и часто сливаются друг с другом.

Большая подвижность субтропического СТ проявляется при мощных выносах тропического воздуха в северные широты. При развитии мощных высотных гребней в тропическом воздухе, над Русской равниной, Атлантикой или над Тихим океаном субтропическое СТ может продвинуться к северу до $60\text{--}65^\circ$ с. ш.

Экваториальное струйное течение обычно имеет восточное направление и может наблюдаться в течение всего года на уровнях $100\text{--}10$ гПа. Термин «экваториальное» следует понимать в том смысле, что это СТ располагается вблизи экватора, но не обязательно на экваторе. Такое СТ наблюдается над Африкой, Юго-Восточной Азией, Австралией, Атлантическим и Тихим океанами в полосе между экватором и 15° (реже 20°) как северной, так и южной широты. В северном полушарии экваториальное СТ дальше всего от экватора отмечается в июле, ближе к экватору оно в январе. Это СТ располагается преимущественно на уровнях $30\text{--}10$ гПа и имеет максимальную скорость $40\text{--}50$ м/с.

Описанные четыре вида СТ (арктическое, умеренных широт, субтропическое и экваториальное) охватывают как верхнюю тропосферу, так и нижнюю стратосферу. Но ось первых трех СТ почти всегда находится в верхней тропосфере теплой воздушной массы. Поэтому они называются тропосферными СТ. Ось экваториального СТ всегда наблюдается выше $20\text{--}30$ км ($50\text{--}10$ гПа), вследствие чего его следует отнести к стратосферным СТ.

Стратосферные струйные течения преимущественно западного направления наблюдаются зимой над Европой и Азией на высотах от 16 км до предельных высот подъема радиозондов как в умеренных, так и в низких широтах. Летом на всех меридианах от 0 до 75° с. ш. повторяемость стратосферных СТ значительно уменьшается, что связано с появлением на высоких уровнях (18 км и более) восточных ветров, редко достигающих силы СТ.

Высотные стратосферные СТ в субполярной области претерпевают значительные колебания на протяжении года, меняясь от очень сильных западных ветров зимой (СТ «на краю полярной ночи» на уровне от 25 до 60 км на широте $60\text{--}70^\circ$) до менее сильных восточных ветров летом. СТ на краю полярной ночи обусловлено контрастом температуры в стратосфере между областью полярной ночи, где происходит непрерывное понижение температуры с высотой, и гораздо более теплыми изотермическими зонами южней этой области. СТ восточного направления на высоте $20\text{--}30$ км наблюдается в субтропической зоне, а иногда в умеренной и полярной зонах преимущественно летом.

8.7. Влияние орографии на струйные течения

Горы небольшой высоты (Пиренеи, Карпаты, Скандинавские и Урал) не оказывают заметного влияния на возникающие или смещающиеся высоко над ними СТ. Высокие горные системы большой протяженности воздействуют неодинаково на воздуш-

ные течения, ориентированные параллельно и перпендикулярно им.

Влияние мощных горных систем Средней и Центральной Азии на поле ветра, по данным специальных аэрологических исследований, распространяется по меньшей мере до 16—18 км, т. е. до уровней, в 3—4 раза превышающих высоту гор. Летом в субтропическом СТ над Средней Азией наряду с основным максимумом скорости западного ветра над Туранской низменностью и Голодной степью вдоль северной части горных систем Тянь-Шаня и Памиро-Алая наблюдаются локальные орографически обусловленные СТ. Возникновение этих дополнительных максимумов скорости ветра значительно выше гор вызвано увеличением бароклинности в 3—5 раз на границе между равнинной и горной территорией Средней Азии. В то же время атмосфера над южной половиной Памира остается почти баротропной.

Причины обострения бароклинной зоны выше уровня гор следующие: 1) после вторжений холодного воздуха в Среднюю Азию сильное понижение температуры в верхней тропосфере (в слое 6—10 км) происходит только над ее равнинной частью и является незначительным над горами; 2) слой атмосферы на уровне 4—5 км нагревается над равниной путем теплообмена с поверхностью почвы несравненно меньше, чем над Тянь-Шанем и Памиром.

Влияние Тянь-Шаня и Памиро-Алая отчетливо проявляется и в повышенной повторяемости СТ у их северных склонов. Оно вызвано не только увеличением бароклинности, но и еще двумя причинами: задержкой СТ перед горами и над ними в период, когда воздушные массы холодного вторжения медленно проникают в горы, и увеличением скорости ветра в зоне обтекания гор.

Еще более значительным является воздействие такого высокого и мощного барьера, как Гималаи вместе с Тибетским плато. Явление раздвоения пояса западных ветров в нижних слоях атмосферы (до высоты 3—4 км) над Тибетом имеет тенденцию проявляться и в более высоких слоях. Зимой над Центральной Азией существует две ветви СТ. Одна из них наблюдается над южной, вторая над северной оконечностью Тибетского нагорья. Северная ветвь принадлежит СТ фронта умеренных широт (полярного фронта), а южная ветвь является субтропическим СТ.

Летом в приземном слое и до высоты 3 км западные ветры, огибающие Тибет, формируют циклонические вихри по обе стороны этого нагорья, а на высоких уровнях образуется теплый антициклон. Он хорошо выражен над Тибетом на поверхностях 300 и 200 гПа. При этом ось субтропического СТ на северной периферии этого антициклона часто проходит севернее Тибетского нагорья.

Таким образом, летом горные системы Средней Азии и Тибет в своем воздействии на циркуляцию атмосферы выступают не только как механическое препятствие, но и как нагреватель. Зимой к механическому воздействию добавляется охлаждение ниж-

него слоя атмосферы благодаря теплообмену с приподнятой поверхностью Памира и Тибета. Следствием этого является тенденция к преобладанию слегка циклонического изгиба изогипс барического поля и линий тока, а также наблюдается усиление бароклинности атмосферы, в свою очередь способствующее усилению южной ветви СТ.

Аналогично Тянь-Шаню, Памиро-Алаю и Гималаям ориентированы по отношению к западному потоку Альпы и Кавказ, но они ниже и занимают меньшую площадь. Поэтому влияние Альп и Кавказа на СТ проявляется слабее по сравнению с Тянь-Шанем, Памиро-Алаем и Гималаями.

Скалистые горы в Северной Америке и Анды в Южной Америке воздействуют на СТ иначе, чем Гималаи. Вследствие большой протяженности этих препятствий в меридиональном направлении западные СТ пересекают их почти под прямым углом. При этом над горами имеется тенденция к образованию высотного гребня, а вниз по течению на подветренной стороне гор — ложбины. Уменьшение сечения воздушного потока над горами вызывает увеличение максимальной скорости ветра на оси СТ и увеличение вертикального сдвига ветра ниже оси. На подветренной стороне гор происходит обратное явление: увеличение сечения воздушного потока и соответствующее уменьшение максимальной скорости ветра на оси СТ и вертикального сдвига ветра ниже оси.

8.8. Струйные течения и циклоническая деятельность

Струйные течения и ПВФЗ с их большими скоростями и сдвигами ветра, со значительными отклонениями ветра от геострофического являются зонами хорошо развитой дивергенции и конвергенции скорости в верхней части тропосферы. Эти зоны вызывают соответствующие изменения давления у поверхности Земли. Поэтому структура полей ветра в СТ и ПВФЗ играет важную роль в возникновении и развитии циклонов и антициклонов средних широт. С другой стороны, действуют и обратные связи: развивающиеся циклоны и антициклоны оказывают влияние на структуру и скорость ветра в СТ.

Не все участки СТ одинаково благоприятны для развития циклонов и антициклонов. Наиболее благоприятные условия для развития циклонических вихрей создаются в передней (правой) части макромасштабной высотной ложбины ПВФЗ. На рис. 8.8.1 показано положение центров циклонов у поверхности Земли, развившихся в передней части 20 макромасштабных высотных ложбин в различных частях северного полушария с декабря 1950 г. по июнь 1951 г. Центры всех циклонов в трех стадиях развития (волновое возмущение, молодой и окклюдированный циклон) нанесены на схематическое изобарическое изображение на карте

АТ₅₀₀ одной из макромасштабных ложбин за выбранный период. Как видно из рисунка, в южной трети передней части ложбины, особенно там, где быстро убывает циклоническая кривизна изо-

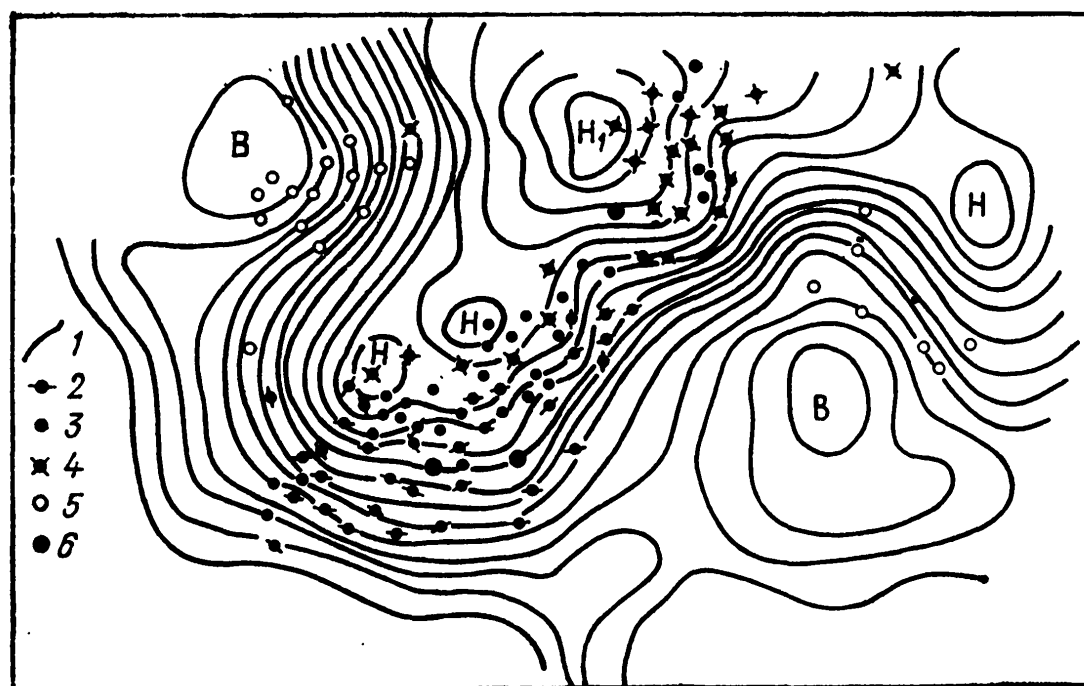


Рис. 8.8.1. Положение центров циклонов и антициклонов в макромасштабной ложбине.

1 — изогипсы АТ₅₀₀, 2 — вершина волнового возмущения, 3 — центр молодого циклона, 4 — центр окклюдированного циклона, 5 — центр антициклона, 6 — барические центры, относящиеся к изображенной ложбине.

гипс, преобладают волновые возмущения. Для среднего участка ПВФЗ в правой части ложбины характерны молодые циклоны. Их центры в большинстве случаев лежат на оси ПВФЗ или ле-

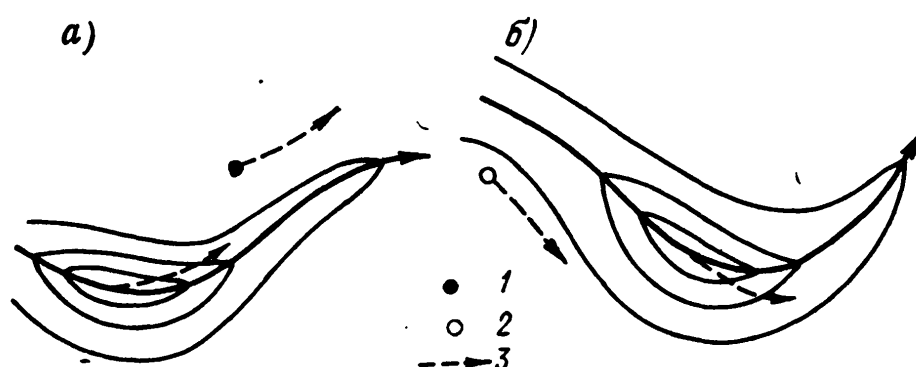


Рис. 8.8.2. Схема расположения центра циклона (а) и центра антициклона (б) относительно замкнутой области максимальной скорости ветра.

1 — центр приземного циклона, 2 — то же антициклона, 3 — направление перемещения барических центров и областей максимальной скорости ветра.

вее ее, если смотреть по течению. В северной части макромасштабной ложбины располагаются окклюдированные циклоны.

Таким образом, часть ПВФЗ, которая лежит между осью макромасштабной ложбины и осью гребня (справа от нее), является циклогенетической. В этой части ПВФЗ между возникающими

циклонами формируются не антициклоны, а только низкие подвижные гребни и отроги.

Мощные антициклоны возникают в тылу макромасштабной ложбины между ее осью и осью высотного гребня, находящегося позади этой ложбины, если смотреть по направлению потока в СТ.

Развивающийся циклон обычно находится впереди и левее замкнутой области максимальных скоростей ветра в СТ и перемещается вместе с ней (рис. 8.8.2 а). Развивающийся антициклон, как правило, находится позади и правее замкнутой области максимальных скоростей ветра в СТ (рис. 8.8.2 б); он перемещается вместе с этой областью.

8.9. Прогноз струйных течений

Прогноз будущего положения СТ и областей максимальной скорости ветра (ОМВ) тесно связан с прогнозом положения ПВФЗ и, в конечном счете, с прогнозом поля давления. В оперативной практике прогноз СТ осуществляется на основе численного прогноза высот изобарических поверхностей с использованием карт максимального ветра за предшествующие сроки.

Будущая ориентация тропосферного СТ определяется по прогностическим картам AT_{300} и AT_{200} . Высота оси СТ в прогнозе заблаговременностью 12 ч предполагается неизменной. Прогноз перемещения и изменения интенсивности ОМВ, двигающихся вдоль оси СТ, производится на основе сложившегося при анализе представления о том, какие участки высотного поля являются наиболее благоприятными для зарождения и распада ОМВ. Наиболее активным генератором ОМВ является область сильной конвергенции встречных потоков. Иная конвергенция потоков также благоприятна, хотя и в меньшей степени, для возникновения ОМВ. Наоборот, системы, в которых воздушные течения дивергируют, вызывают ослабление или исчезновение ОМВ. При прогнозе перемещения таких областей следует иметь в виду такие особенности. ОМВ перемещаются вдоль СТ с переменными скоростями, в общем меньшими, чем скорости ветра в СТ. Обычно медленно движущиеся области имеют разреженные изотакхи впереди и сгущенные в тылу. Наоборот, быстро движущиеся ОМВ имеют сгущенные изотакхи впереди и разреженные в тылу. ОМВ могут двигаться криволинейно и с ускорением, но в таких случаях всегда видна направляющая движение система, например высотная ложбина или центральный циклон (в редких случаях ОМВ могут переходить из одной системы в другую, см. рис. 8.9.1 в).

Полезно еще иметь в виду такие частные правила: когда в достаточно мощном и широком СТ перемещается большая по размерам ОМВ, то с приближением ее к району заметной дивергенции она обычно распадается или существенно ослабляется; однако, если широкое СТ представляет систему двух струй, то в зоне сильной дивергенции они разветвляются, тогда по каждой

ветви будет двигаться своя ОМВ, но меньших размеров (рис. 8.9.1 а).

Иногда ОМВ сильно вытянута в виде эллипса и замкнутые изо-тахи сконцентрированы в одной ее стороне. Тем не менее на следующей карте в противоположной стороне эллипса может появиться новый самостоятельный центр. Надо прослеживать траектории обоих центров (рис. 8.9.1 б).

Далее приведем расчетный способ прогноза струйных течений. Он служит для определения будущего географического положения оси СТ через 24 ч и применим к условиям Европы, Казах-

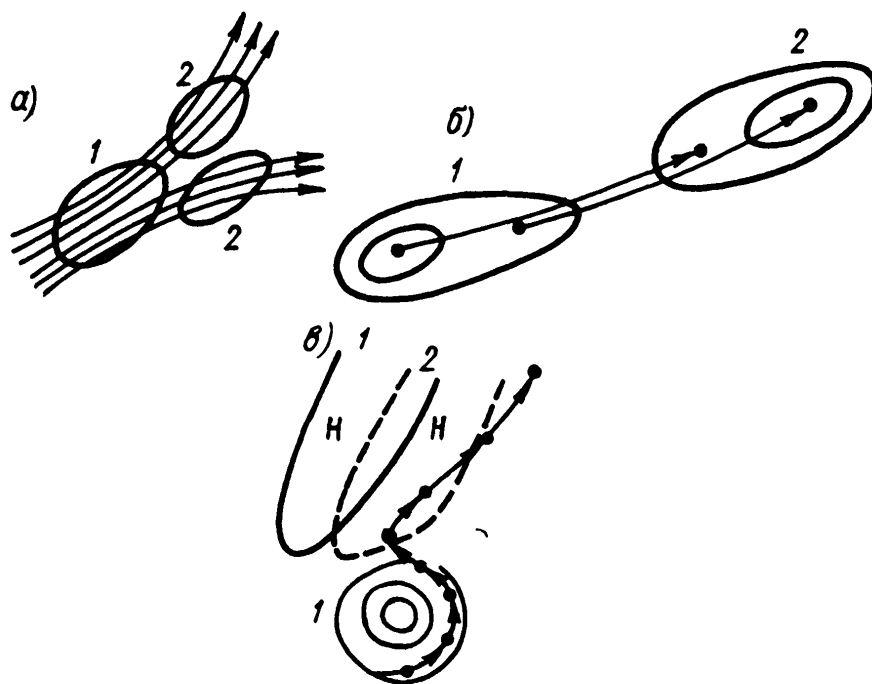


Рис. 8.9.1. Три особенности эволюции струйного течения (СТ).

а — разветвление СТ, б — появление самостоятельного центра максимального ветра в вытянутой области максимальных ветров (ОМВ), в — переход ОМВ из одной системы течений в другую;
1 — начальное положение, 2 — последующее положение.

стана и Западной Сибири. Этот способ эмпирический и основан на предположении, что СТ перемещается вместе с потоком на уровне 300 гПа, осредненным по большой площади. Высота оси СТ и скорости ветра на ней данным способом не предвычисляются.

Исходными материалами для составления прогноза служат карты максимальных ветров, а также фактические и прогностические карты AT_{300} .

Прогностическая карта будущего положения осей СТ строится следующим образом.

1. По исходной карте AT_{300} рассчитывается поле осредненных потоков. При выделении воздушных потоков методом осреднения особенно важно бывает определить область влияния циркуляционных условий на перемещение оси СТ. Опытным путем установлено, что при расчете осредненного потока в той или иной точке поверхности 300 гПа достаточно взять область осреднения

(рис. 8.9.2), ограниченную меридианами $(\lambda_0 - 10^\circ)$, $(\lambda_0 + 10^\circ)$ и параллелями $(\varphi_0 - 7,5^\circ)$ и $(\varphi_0 + 7,5^\circ)$, где φ_0 , λ_0 — координаты исходной точки СТ, смещение которой надо найти.

В целях экономии времени осредненные потоки принято определять лишь в тех точках поверхности 300 гПа, на которые проектируются выбранные на оси СТ точки. Выбор числа точек на самой оси зависит от конкретной ситуации и от сложности конфигурации осей СТ. Метод расчета осредненных потоков в выбранных точках очень прост и базируется на следующих соображениях. Поскольку скорость ветра пропорциональна бариче-

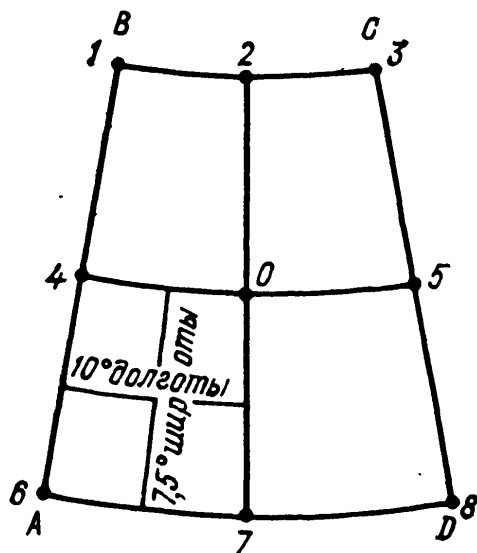


Рис. 8.9.2. Система точек, в которых снимаются значения H_{300} , для расчета осредненного потока в точке 0.

скому градиенту, то меридиональная слагающая осредненного потока в любой точке будет зависеть от величины

$$\sum \Delta_z H = (H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6), \quad (8.9.1)$$

где H_1 , H_3 , H_4 , H_5 , H_6 и H_8 — значения H_{300} в гп. дам соответственно в точках 1, 3, ..., 8 четырехугольника (рис. 8.9.2).

Точно так же зональная слагающая осредненного потока будет зависеть от величины

$$\sum \Delta_m H = (H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3). \quad (8.9.2)$$

2. Эстраполируется будущее положение отдельных точек оси СТ в соответствии с ведущим потоком. На практике такая экстраполяция осуществляется с помощью уравнений регрессии:

$$D_m = 0,1 \sum \Delta_z H, \quad (8.9.3)$$

$$D_z = 0,1 \sum \Delta_m H, \quad (8.9.4)$$

где $\Delta_z H$ и $\Delta_m H$ — компоненты осредненных потоков в точке, смещение которой прогнозируется. В уравнении (8.9.3) меридиональная слагающая D_m выражена в градусах широты. При $D_m > 0$ перемещение происходит к северу, при $D_m < 0$ — к югу. Зональная слагающая D_z дает величину перемещения в градусах долготы. При $D_z > 0$ ось перемещается к востоку, при $D_z < 0$ — к западу.

Для примера рассчитаем будущее положение осей СТ по исходной карте максимальных ветров в 3 ч 20 января 1961 г. Одно СТ проходит от центральной части Европейской территории СССР на Балканский полуостров, второе — с Черного моря на восток

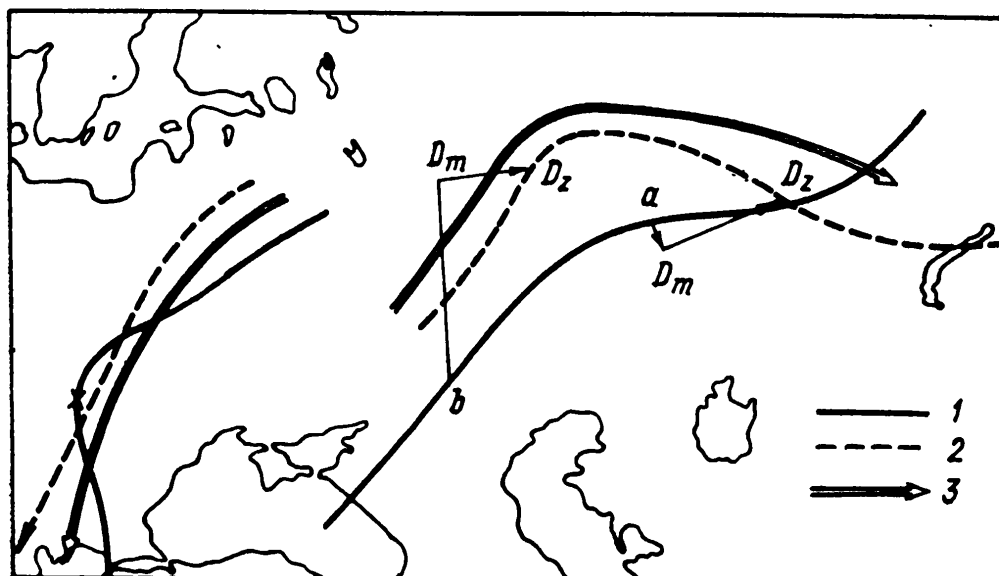


Рис. 8.9.3. Определение будущего положения осей СТ.

1 — действительное положение осей СТ в 3 ч 20 января 1961 г.,
2 — рассчитанное положение осей СТ на 3 ч 21 января, 3 — действительное положение осей СТ в 3 ч 21 января.

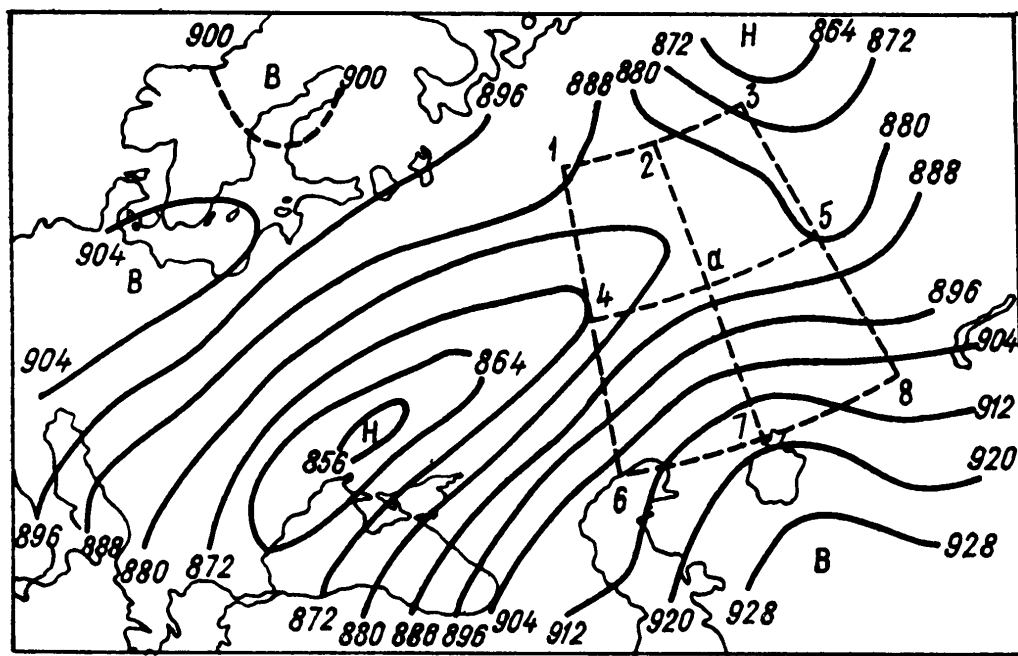


Рис. 8.9.4. Карта AT_{300} в 3 ч 20 января 1961 г.

Казахстана. Рассчитаем перемещение точки a оси СТ (рис. 8.9.3), проходящего с Черного моря на восток. На карте AT_{300} строим четырехугольник (рис. 8.9.4). Для точки a вычисляем $\sum \Delta_z H = (869 - 889) + (880 - 873) + (906 - 908) = -15$; $\sum \Delta_m H = (908 - 889) + (917 - 881) + (906 - 869) = 92$.

Следовательно, $D_m = -1,5^\circ$ широты и $D_z = 9,2^\circ$ долготы. Слагающая D_m отрицательна, т. е. направлена к югу, слагающая D_z положительна, т. е. направлена к востоку. Строим сначала вектор D_m , равный $-1,5^\circ$ широты. Затем по параллели, проходящей через конец этого вектора, отмечаем расстояние, соответствующее долготе $9,2^\circ$. Отложив от конца вектора D_m это расстояние к востоку, получим вектор D_z . Конец вектора D_z и указывает положение точки через 24 ч (рис. 8.9.3).

Произведя аналогичный расчет для точки b (рис. 8.9.3), получим $\sum \Delta_z H = 91$, $\sum \Delta_m H = 84$, т. е. $D_m = 9,1^\circ$, $D_z = 8,4^\circ$. На рис. 8.9.3 показано будущее положение оси СТ, расположенной над Европейской территорией СССР. Мы видим, что расхождение между предсказанным и фактическим положениями этих осей невелико.

Из изложенного следует, что при расчете будущего положения оси СТ существенную роль играют уравнения регрессии. Вместе с тем нам известно, что коэффициенты таких уравнений для территорий с различными физико-географическими условиями могут несколько изменяться. Кроме того, обеспеченность прогнозов, составленных по уравнениям регрессии, известна лишь для Европы, Западной Сибири и Казахстана и только к северу от 40-й параллели. Эти обстоятельства требуют соответствующего уточнения рекомендуемых уравнений регрессии.

8.10. Струйные течения нижних уровней

Струйными течениями нижних уровней (СТНУ) называют протяженные зоны сильных ветров в пределах планетарного пограничного слоя атмосферы. Один тип СТНУ связан со слоями инверсии в устойчивых антициклонических ситуациях, другой характерен для атмосферных фронтов.

Протяженность СТНУ в направлении по потоку обычно составляет несколько сотен (до тысячи) километров. Скорости ветра на оси СТНУ достигают 60—70 м/с и превышают в 1—1,5 раза скорость геострофического ветра. Над Европейской территорией СССР, по имеющимся неполным данным, скорость ветра в СТНУ достигает 49 м/с, на Дальнем Востоке — 67 м/с.

Нефронтальные СТНУ чаще всего наблюдаются в задерживающих слоях атмосферы, преимущественно в слоях инверсий, причем в основном в их нижних частях.

Фронтальные СТНУ располагаются перед теплыми и холодными фронтами параллельно им. Часто наблюдаются они и за фронтами. СТНУ перед холодными фронтами развиваются в так называемом потоке теплой несущей полосы — в наиболее теплом и влажном воздухе теплого сектора. Этот поток имеет значительную составляющую скорости, параллельную фронту, и одновременно перемещается вместе с последним. Вокруг оси СТНУ

развивается спиральная циркуляция, восходящая ветвь которой сливается с восходящими движениями воздуха непосредственно перед холодным фронтом. Здесь происходит активное облакообразование.

СТНУ способствуют возникновению и усилению опасных явлений погоды: сильных ветров, интенсивной конвекции. Вследствие больших сдвигов ветра в нижней части СТНУ они представляют опасность для авиации. По последним данным измерений на метеорологической мачте в Обнинске, характерное для СТНУ быстрое усиление ветра с высотой с образованием опасных для авиации сдвигов ветра наблюдается уже в пределах нижних 300 м как перед холодными, так и перед теплыми фронтами.

Общепринятого критерия для выделения СТНУ, подобного критерию ВМО для СТ свободной атмосферы, пока не существует. Некоторые авторы используют в качестве такого критерия скорость ветра 15 м/с. С учетом этого критерия получено, что, например, в районе Москвы повторяемость СТНУ больше осенью и зимой, чем летом и весной, и больше в ночные и утренние часы, чем в дневные. Высота оси СТНУ в этом районе колеблется от 1090 м летом до 820—850 м в остальные сезоны. Чаще всего СТНУ наблюдаются в циклонах, в областях волновых возмущений и в ложбинах, а также в тыловых частях антициклонов и гребней. По этим данным, в районе Москвы СТНУ вдвое чаще бывают связаны с теплыми фронтами, чем с фронтами других типов.

Причины образования СТНУ еще очень мало изучены, однако некоторые указания можно извлечь из анализа результатов гидродинамического моделирования.

Фронтальные СТНУ имеют аналоги в моделях атмосферного фронтогенеза. Модельные расчеты показывают, что образование зоны резких температурных контрастов вблизи нижней границы тропосферы, т. е. вблизи подстилающей поверхности, сопровождается, так же как и образование ПВФЗ вблизи другой границы (тропопаузы), появлением максимума составляющей скорости ветра, параллельной фронту. Шероховатость подстилающей поверхности обуславливает смещение этого максимума от подстилающей поверхности на некоторую высоту в пределах пограничного слоя. Таким образом, адвекция, с одной стороны, шероховатость и турбулентное перемешивание, с другой, играют основную роль в образовании СТНУ.

Для нефронтальных СТНУ решающим фактором является неоднородность турбулентного перемешивания по высоте: сильное торможение у подстилающей поверхности в сочетании с резким ослаблением турбулентного обмена в слое инверсии обуславливают появление пика скорости в подынверсионном слое. Разница условий формирования фронтальных и нефронтальных СТНУ обуславливает различия их свойств, в частности тот факт, что фронтальные СТНУ наблюдаются как днем, так и ночью, а нефронтальные — существенно чаще в ночные и утренние часы.

Влияние рельефа земной поверхности на атмосферные процессы и погоду

9.1. Общие сведения о воздействиях рельефа на воздушный поток и методах их учета

С геометрической точки зрения, Земля имеет весьма гладкую поверхность, так как вертикальные размеры всех орографических неоднородностей пренебрежимо малы по сравнению с ее радиусом. Тем не менее, орография заметно влияет на атмосферные процессы, что объясняется прежде всего следующими тремя причинами.

1. Высота наиболее значительных горных массивов сравнима с характерной толщиной атмосферы, а средняя высота основных горных систем составляет заметную долю ($1/4—1/3$) этой толщины. Обычно толщину атмосферы характеризуют высотой однородной атмосферы (равной примерно 8 км) или близкой к ней величиной $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{1}{\rho}\right)^{-1}$, где ρ — плотность.

2. Атмосфера в среднем стратифицирована достаточно устойчиво, и силы плавучести препятствуют значительному вертикальному смещению воздушных частиц. В условиях орографических неоднородностей это ведет к интенсификации горизонтальных перемещений частиц.

3. Орографические неоднородности интенсифицируют вертикальные движения. Атмосфера же в нижних слоях в среднем достаточно насыщена водяным паром для того, чтобы незначительный адиабатический подъем воздушной частицы привел к конденсации пара в ней, а это в свою очередь является предпосылкой для выпадения осадков.

В результате наличие даже относительно невысоких гор (высотой около 500 м) способно порождать: сильные ветры, возникающие в результате бокового обтекания горы воздушными массами, неспособными переваливать через нее; сильные нисходящие ветры над подветренными склонами, порождаемые воздушными массами, перевалившими через гору и устремившимися вниз; значительные осадки над наветренными склонами.

Разнообразие атмосферных явлений, обусловленных орографией, связано с разнообразием внутренне присущих атмосфере пространственных масштабов, каждому из которых отвечает свой круг физических механизмов и явлений. Орографическая неоднородность данных горизонтальных масштабов порождает и атмосферные явления соответствующих масштабов и соответствующей

природы. Поэтому всю совокупность орографически обусловленных явлений принято классифицировать по масштабам.

I. Планетарный масштаб, или масштаб волн Россби, равный $2\pi(U/\beta)^{1/2} \approx 10^4$ км. Здесь U — характерная скорость, β — меридиональный градиент параметра Кориолиса. Роль орографии в этих масштабах связана с дополнительно получаемым атмосферой вращающим (или тормозящим) моментом за счет разности давлений на восточном и западном склонах основных горных массивов. Разность давления возникает вследствие ряда причин, в частности вследствие разности наветренной и подветренной температур, обуславливающей разное гидростатическое распределение давления. Для данной широты φ искомый вращающий момент находят, суммируя разность давлений между восточным и западным склонами¹ для всех гор, расположенных на данной широте, и по всей высоте каждой горы и далее умножая полученную силу на «плечо» $a \cos \varphi$ (a — радиус Земли). При оценке воздействия гор в планетарном масштабе полученный таким образом вращающий момент изучают в плане его распределения по широтам и сезонам и в плане его сравнения с фрикционным вращающим моментом, обусловленным турбулентным трением воздуха о Землю.

Найдено, что орографический момент относительно важнее в северном полушарии, чем в южном. В средних широтах северного полушария вклад орографического момента наибольший летом, когда он имеет тот же порядок, что и фрикционный момент. К северу от 60° с. ш. орографический момент преобладает над фрикционным и таким образом весьма важен в общем балансе вращательных моментов, воздействующих здесь на атмосферу. Сравнение годового хода орографического и фрикционного моментов, осредненных по северному полушарию, показывает, что, как правило, они имеют сравнимые значения и одинаковые знаки (положительные зимой и отрицательные летом).

Учет основных горных массивов Земли в гидродинамических численных моделях общей циркуляции атмосферы привел к тому, что эти модели стали описывать факты, ранее известные из наблюдений, но прежними моделями не описываемые. Таков, в частности, факт повышенной частоты циклогенеза в подветренных зонах горных массивов.

II. Синоптический масштаб, или масштаб инерционных волн, равный $2\pi U/l \approx 10^3$ км. Здесь l — параметр Кориолиса. На верхнем пределе этого масштаба возмущения можно считать квази-геострофическими. По наблюдениям для горных массивов данного масштаба (Скалистые горы, Скандинавские горы, Альпы) весьма обычен перепад давления 4—6 гПа между наветренным и подветренным склонами. Вследствие этого в средних широтах северного полушария горы оказывают в целом тормозящее действие

¹ Орографический вращающий момент считается, таким образом, положительным (вращающим), если он усиливает западное вращение атмосферы, и отрицательным (тормозящим) — в противном случае.

на вращательное движение атмосферы. Порождаемые орографией возмущения синоптического масштаба затухают с удалением от препятствия как по горизонтали, так и по вертикали. По вертикали, в частности, возмущения затухают, не изменяя знака (фазы). Это связано с тем, что в энергетически преобладающих здесь волнах Россби горизонтальная скорость переноса энергии мала (менее 300 км в сутки), а вертикальная скорость переноса энергии мала как у волн Россби, так и у длинных гравитационных волн.

Для краткосрочного прогноза горы горизонтального протяжения от 250 км (Альпы) и более особенно важны, так как многолетняя статистика показывает, что подветренные области вблизи таких гор являются областями систематического циклогенеза. Наиболее изучены фактические картины циклогенеза в районах Скалистых гор и Альп (Генуэзский залив). Имеется ряд гидродинамических версий как одного, так и другого циклогенеза, но ни одна из них не является окончательной.

Учет гор в численных гидродинамических моделях краткосрочного прогноза осуществляется либо в рамках традиционной p -системы координат, либо более точно введением σ -системы координат (отношение давления к приземному давлению). В последнем случае возникают, однако, трудности в конечно-разностной аппроксимации градиента давления, до сих пор до конца не преодоленные. Еще один круг вопросов связан здесь с методикой описания рельефа: с одной стороны, данные о рельефе необходимо сглаживать соответственно разрешающей способности вычислительной сетки и масштабу прогнозируемых полей (см. п. 9.5), а с другой,— необходимо учитывать, что при образовании наветренных застойных зон, подветренных роторных зон и т. п. «эффективная» форма рельефа уже не совпадает с его фактической формой.

III. Мезомасштаб, или масштаб внутренних гравитационных волн, равный $2\pi U/N = 10 \div 100$ км. Здесь

$$N = \left(\frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)^{1/2}$$

— частота Брента—Вяйсяля, где Θ — потенциальная температура, g — ускорение свободного падения.

К верхнему пределу этого масштаба (около 100 км) относятся такие явления, как ветры склонов, горно-долинная циркуляция и местные ветры. В этих явлениях еще существенна роль силы Кориолиса, распределение давления еще близко к гидростатическому, но горизонтальный компонент силы инерции уже преобладает над силой Кориолиса. К нижнему пределу (около 10 км) относятся явления стоячих подветренных волн и связанные с ними облачность, турбулентность, ветровые порывы. Сила Кориолиса здесь уже незначительна, зато необходим учет вертикальных ускорений.

Ветры склонов развиваются, если по каким-либо причинам температура почвы и приземного слоя воздуха оказываются заметно различными. В этом случае прилежащий к поверхности слой воздуха принимает температуру почвы, возникают слои воздуха с разной температурой и плотностью и, если это происходит над наклонной поверхностью, силы плавучести способствуют ускорению воздуха, направленного вверх или вниз по склону. К явлениям такого рода можно отнести почти непрерывные нисходящие ветры склонов над ледяными холмами Гренландии и Антарктиды.

Обычно горные территории рассечены долинами. Описанные только что ветры на склонах долин действуют как «притоки», сливающиеся в воздушный поток, идущий либо вниз по долине (горный ветер), либо вверх по долине (долинный ветер).

Местные ветры являются следствием барьерного эффекта гор. При устойчивой стратификации натекающий воздух не может подняться, чтобы перевалить через гору, и идет вбок, устремляясь через долины и ущелья. Если горная цепь не имеет легкодоступных долин, холодный воздух может застаиваться в наветренной области. Таковы случаи стабилизации антициклона перед Скандинавскими горами. Наконец, иногда, если барьерный эффект поддерживается достаточно долго, крупномасштабный барический градиент перестраивается и вынуждает воздух перевалить через горы. В результате на подветренных склонах резко изменяется температура и влажность. Таковы местные ветры бора и фён. Горно-долинная циркуляция и местные ветры будут рассмотрены в п. 9.6.

Особенности процессов меньших масштабов (10—50 км) связаны со свойствами доминирующих здесь инерционно-гравитационных волн. Отметим некоторые из этих свойств.

Среди инерционно-гравитационных волн способностью переносить свою энергию обладают только волны с частотой, меньшей N . Чтобы заметная доля энергии возмущений приходилась на такие волны, гора должна быть не слишком малой протяженности (10—20 км и более). В этих условиях энергия возмущений будет переноситься и по горизонтали, и по вертикали, поэтому для мезомасштабных полей над горами характерна периодическая смена знака возмущений (фазы) с удалением от горы вверх и вбок. Еще одно свойство мезомасштабных возмущений — возможность возникновения энергетически значимых стационарных возмущений (фазовая скорость волны равна нулю). Такие возмущения могут развиваться над горами или за ними, но не перед ними, так как их собственная горизонтальная скорость всегда меньше скорости воздушного потока. С ними связан резонансный эффект подветренных незатухающих волн и сопутствующие ему атмосферные явления.

IV. Для препятствий с горизонтальными масштабами около 1 км роль сил турбулентного трения становится сравнимой с ролью сил плавучести, а при еще меньших масштабах (около

100 м) и этими последними силами и связанными с ними внутренними гравитационными волнами можно пренебречь. Главную роль здесь играют эффекты пограничного слоя, зависящие, в частности, от вертикального сдвига ветра в натекающем потоке и шероховатости подстилающей поверхности. В целом течение оказывается близким к потенциальному (безвихревому) с небольшой разностью давлений между наветренным и подветренным склонами и с возможной застойной зоной в наветренной области. Скорость на данном уровне максимальна над вершиной холма, а давление здесь минимально. В случае узкой долины на дне ее наблюдается минимум скорости и максимум давления.

Неоднородности еще меньших размеров — деревья, дома, посевы — не принято рассматривать в отдельности. Их учитывают среднестатистически, через распределение параметра шероховатости и альbedo в уравнениях пограничного слоя.

9.2. Эволюция барических образований под влиянием горного рельефа

Горные массивы оказывают значительное динамическое и тепловое воздействие на воздушные течения. Учет этих воздействий необходим при прогнозе метеорологических величин в прилегающих к горам регионах. Такие горные системы, как в Центральной Азии, определяют особенности атмосферных процессов весьма больших регионов, но и учет гор меньших масштабов (Карпат, Уральских и Скандинавских) также важен, хотя область распространения их влияния не столь обширна.

Синоптические исследования и анализ уравнений гидродинамики выявляют следующие основные изменения в полях давления и ветра, возникающие при обтекании гор указанных масштабов.

Как в наветренной, так и в подветренной области наблюдается торможение потока, наиболее сильное у подножия горы. Наоборот, вблизи вершины нередко наблюдается ускорение потока. В наветренной области имеет место рост давления и восходящие вертикальные движения, в подветренной — падение давления и нисходящие вертикальные движения. Абсолютная величина вертикальной скорости максимальна непосредственно на склонах (выше слоя трения), с высотой она убывает. Влияние гор проявляется не только в областях, лежащих непосредственно над ними, оно распространяется на несколько сотен километров на прилегающие равнины, ослабевая с удалением от гор. Чем больше нормальная к хребту составляющая скорости потока, тем интенсивнее обусловленные горами изменения давления и тем обширнее области, где эти изменения имеют место. Чем выше и шире горный массив и круче склоны хребта, тем более мощный слой охвачен орографическим возмущением потока и интенсивнее его влияние на атмосферные процессы.

Остановимся подробнее на эволюции барических образований в процессе их переваливания через горный хребет.

Изменение барического поля под влиянием рельефа происходит наиболее интенсивно при синоптических положениях, сопровождающихся значительными, усиливающимися с высотой скоростями ветра в нижней тропосфере. Поэтому на практике большей частью приходится встречаться с орографической эволюцией циклонов, низких подвижных антициклонов и барических ложбин с атмосферными фронтами. В центральной части высокого антициклона ветры слабые, и при его перемещении через горный хребет чаще всего происходит лишь соответствующая деформация барического поля над периферийными областями.

Процесс эволюции циклона, пересекающего горный хребет, схематически может быть представлен в следующем виде. При приближении циклона к горному хребту в передней его части вследствие конвергенции потока в предгорных районах и восходящего скольжения над наветренным склоном происходит рост давления. Далее, по мере перемещения циклона, наряду с ростом давления в указанной области, начинается падение давления на подветренном склоне хребта. Благодаря этому падению область пониженного давления вытягивается по направлению потока. У наветренной стороны хребта в связи с ростом давления область циклона сжимается по направлению вдоль склонов. В результате на некотором этапе образуются два центра пониженного давления — один у наветренной; другой у подветренной стороны гор. Дальнейшее перемещение сопровождается увеличением и углублением области пониженного давления у подветренной стороны и постепенном уменьшении до полного исчезновения циклона у наветренной стороны.

Такой процесс эволюции области пониженного давления у горного хребта получил название сегментации циклона. Следует заметить, что у таких хребтов, как Скандинавский и Уральский, полное разделение на два самостоятельных циклона почти никогда не наблюдается, а у Карпат достаточно четкие признаки сегментации наблюдаются лишь в одной трети случаев. Чем выше горный хребет, тем благоприятнее условия для процесса сегментации циклона.

Исследования, выполненные для Карпат, показали, что описанный процесс чаще всего осуществляется, когда циклон находится в стадии молодого барического образования, над которым уже на небольших высотах, в слое до уровня высоты горы, изобары разомкнуты и над значительным участком поверхности склонов гор ветер имеет нормальную составляющую к оси хребта.

Неблагоприятные условия для сегментации создаются в тех случаях, когда циклон перемещается через дугообразный, вогнутый по отношению к наветренной стороне, участок хребта. Такие условия имеются, например, при перемещении циклонов со стороны Среднедунайской низменности через Карпаты на территорию Украины.

Процесс переваливания развивается иначе, когда циклон встречается с широтно расположенным горным хребтом. При приближении к хребту сначала, как обычно, циклон раздваивается. Здесь один центр располагается севернее хребта, а другой южнее. При дальнейшем развитии циклона оба центра сохраняются и перемещаются с различными скоростями. Обычно северный центр движется быстрее, чем южный. Широтное расположение хребта приводит к тому, что свойства воздушных масс, расположенных севернее и южнее его, сильно различаются между собой. Поэтому в дальнейшем оба центра развиваются как самостоятельные циклоны, причем ухудшение погоды, связанное с северным циклоном, оказывается значительно большим, чем с южным. Процесс раздваивания циклона наблюдается у горных хребтов Эльбурс, Копетдаг, Паропамиз и Гиндукуш.

Таким образом, когда воздушные течения и траектории циклона в общем перпендикулярны хребту, наблюдается переваливание циклона. Центр циклона перед хребтом заполняется и только после этого центр циклона на подветренной стороне хребта начинает двигаться по потоку. При этом циклон перед хребтом заполняется сравнительно быстро (существует не более суток). Когда же воздушные течения и траектория циклона параллельны хребту или пересекают его под небольшим углом, наблюдается раздваивание циклона. Циклонический центр перед хребтом существует почти так же долго, как и центр за хребтом.

Если на пути циклона над горными районами встречается несколько хребтов со сложной конфигурацией и по-разному ориентированных, то картина эволюции существенно усложняется. Так, при перемещении генуэзского циклона к востоку через Динарские Альпы на район Балкан и Карпат в результате многократной сегментации там образуется обширная барическая депрессия, состоящая из нескольких центров. Такие многоцентровые депрессии могут образовываться и в других районах. В частности, при переваливании средиземноморского циклона через хребты Малой Азии, Кавказ и Армянское нагорье, Эльбурс и Копетдаг некоторое время могут наблюдаться три самостоятельных центра, представляющие сегментацию одного циклона. После окончания процесса переваливания подветренный циклон продолжает развиваться как единое атмосферное образование. Скорость перемещения циклона в момент переваливания уменьшается, по окончании переваливания циклон, как правило, движется быстрее, особенно в случае широтно ориентированного хребта.

Кроме орографического циклогенеза, в некоторых районах имеет существенное значение орографический антициклогенез. Процесс орографического антициклогенеза выражается в образовании у поверхности Земли самостоятельного антициклонического центра на наветренной стороне горного хребта. Этот процесс наблюдается, в частности, перед хребтами, ориентированными с севера (северо-востока) на юг (юго-запад). Если на равнине перед таким хребтом располагается теплый высокий антициклон, центр

которого у Земли мало подвижен, и если северо-западное воздушное течение планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) огибает этот антициклон с севера, принимая далее направление, перпендикулярное хребту, то в месте встречи воздушных течений с хребтом возникает приземный антициклонический центр орографического происхождения. Важно отметить, что в случае ультраполярных и параллельных хребту течений ПВФЗ формирование орографического антициклона не происходит или, если такой антициклон образовался ранее, он разрушается.

Иногда при особо интенсивной ПВФЗ процесс орографического антициклогенеза происходит и в движущемся антициклоне. При этом основной антициклонический центр продолжает двигаться с той же скоростью, с какой он перемещался над равниной до подхода к горной системе. Вместе с тем, как только северо-западное течение ПВФЗ на периферии высотного гребня достигает горных систем, расположенных поперек потока, в месте встречи впереди основного центра возникает новый орографический антициклон. На первый взгляд может показаться, что это основной антициклон внезапно начал двигаться со значительно большей скоростью. В действительности же старый антициклон движется с прежней скоростью, но у горных систем образовался новый антициклон орографического происхождения.

9.3. Влияние гор на перемещение и эволюцию атмосферных фронтов

Поскольку воздушный поток, переваливающий через горную систему, испытывает возмущение, то естественно, что и фронты при переваливании через горы подвергаются деформации.

Теплые и холодные фронты подвержены этой деформации в различной степени. Горные цепи не оказывают существенного влияния на скорость движения теплых фронтов; их перемещение можно рассчитывать, основываясь на скорости ветра на высотах. Однако следует иметь в виду, что при перемещении фронта в горных районах на нем может возникнуть волна. Так, например, при приближении с юго-запада теплого фронта к южной оконечности Скандинавских гор над Скагерракским проливом образуется циклоническое возмущение (скагерракский циклон). Аналогично на теплых фронтах, перемещающихся с юго-запада, образуются волны к востоку от южной оконечности Уральских гор.

Холодные фронты горными цепями задерживаются. Поэтому, прогнозируя их перемещение в горных районах, необходимо учитывать не только скорость ветра в холодном воздухе, но также высоту гор и угол наклона холодного фронта. Встречая на своем пути горы, холодный воздух начинает обтекать препятствие и стремится обогнуть горную цепь с боков. Через невысокие горы холодный воздух обычно переваливает все же быстрее, чем обтекает их с боков. Поэтому задержка холодных фронтов низкими

горами (Скандинавские, Уральские) практически обычно незаметна; скорость их перемещения почти не меняется. Высокие горы (Альпы, Кавказ) задерживают холодные фронты, и холодный воздух, как правило, успевает обтечь их с боков до переваливания фронта через гору. В результате образуется орографическая окклюзия.

Горные хребты оказывают существенное влияние на эволюцию фронтов. При переваливании фронта через невысокую горную цепь фронтальная поверхность испытывает деформацию — меняется угол ее наклона к земной поверхности, меняется форма линии фронта. Характер деформации фронта зависит от высоты гор и от угла, под которым линия фронта приближается к горной цепи. Деформация теплого и холодного фронтов при их переваливании через горы различна.

Схематическая картина переваливания через горы теплого фронта, ориентированного примерно параллельно оси хребта, такова. Дополнительные, обусловленные орографией, восходящие движения воздуха на наветренной стороне гор приводят здесь к расширению зоны предфронтальных осадков. С подветренной стороны гор фёновое нагревание теплого воздуха приводит к разрушению нижней части фронтальной поверхности, и осадки на фронте прекращаются. При дальнейшем перемещении фронта его нормальная структура в отдалении от гор восстанавливается и на нем снова начинают выпадать осадки. Степень размывания фронта на подветренной стороне и скорость, с которой он восстанавливается после переваливания через горы, в разных случаях, естественно, различна. Помимо высоты гор, играют роль структура термобарического поля и влажность теплого воздуха.

Процесс размывания фронта проявляется в общем тем сильнее, чем выше горные цепи. При переваливании высоких гор, например Кавказских, размывание теплых фронтов на подветренной стороне проявляется исключительно сильно: не только прекращаются осадки, но почти совсем исчезает и фронтальная облачность. Теплые фронты, переваливающие через Кавказские горы с юго-запада, обычно обнаруживаются в поле ветра над северной частью Каспийского моря, но летом из-за большой сухости воздуха дождей на них, как правило, уже не выпадает.

Процесс восстановления теплых фронтов после их переваливания через горы зимой, когда относительная влажность воздуха велика и, следовательно, уровень конденсации лежит низко, при прочих равных условиях происходит быстрее, чем летом.

Большую роль для скорости, с которой восстанавливается фронт на подветренной стороне гор, играет общая синоптическая обстановка. Если структура высотного термобарического поля способствует интенсивному падению давления у поверхности Земли, а вместе с этим и быстрому образованию ложбины на подветренной стороне гор, то быстро восстанавливается и теплый фронт. Если теплый фронт ориентирован примерно перпендикулярно к оси хребта, то после его подхода к оконечности горной

цепи на фронте с подветренной стороны часто образуется волнообразное возмущение. Выше было отмечено образование таких орографических волн у южной оконечности Скандинавских и Уральских гор.

Еще более многообразен процесс переваливания через горные цепи холодных фронтов. Возможность и продолжительность их переваливания через горы зависит от вертикальной протяженности холодного воздуха, движущегося за фронтом, и от высоты горного хребта. Естественно, что фронт может переваливать через горы только тогда, когда верхняя граница холодной массы превосходит высоту гор.

Низкие горные цепи холодные фронты переваливают, не испытывая заметной деформации. На наветренной стороне гор наблюдается усиление осадков по сравнению с равниной, на подветренной их стороне проявляется фёновое нагревание холодного воздуха за фронтом, осадки ослабевают, но сколько-нибудь заметное размывание фронта не происходит. Так переваливают холодные фронты, например, через Уральские горы.

По-иному происходит процесс переваливания холодного фронта через высокие горы. Если холодный фронт расположен примерно параллельно оси горного хребта, то участок фронта, подошедший к горам, задерживается, соседние же участки справа и слева от гор продолжают перемещаться и, обогнув хребет, переходят на его подветренную сторону. Двигаясь здесь навстречу друг другу, эти участки фронта смыкаются и горная цепь оказывается окруженной холодным воздухом. Осадки выпадают с обеих сторон горной цепи.

Если фронт перемещается под большим углом к оси горного хребта, то характер деформации будет иным. Часть фронта, первая достигшая гор, тормозится в своем движении. Задержка хребтом холодного воздуха приводит к усилению роста давления, вследствие чего увеличиваются барические градиенты на том соседнем, еще не подошедшем к горам, участке фронта, который идет от гор в сторону низкого давления. Вызванное этим возрастание скорости ветра приводит к увеличению скорости перемещения указанного участка фронта. Ускорению его перемещения способствует и происходящий перед горами орографический фронтогенез, так как увеличение контраста температуры приводит к увеличению барических градиентов, а следовательно, и к усилению ветра. Вследствие этого наблюдается «прижимание» фронта к хребту с наветренной стороны последнего и увеличение скорости движения фронта над той ближайшей к горам частью равнины, где давление ниже, чем в месте соприкосновения фронта с горами. Движение же участка фронта, идущего от этого места в сторону высокого давления, будет замедляться. Такой процесс прижимания фронта с ускорением или замедлением перемещения отдельных его участков часто возникает на Карпатах, Северном Кавказе, Копетдаге, Тянь-Шане при северных и северо-западных вторжениях холодного воздуха. Особенно подолгу малоподвижные

холодные фронты можно наблюдать зимой вдоль хребтов Западного Тянь-Шаня, имеющих широтное протяжение. Эти хребты преграждают путь многим мелким холодным вторжениям, что приводит к очень большой разности температуры воздуха на наветренной и подветренной сторонах хребта. При малой мощности вторгающегося холодного воздуха большие контрасты температуры могут создаваться и у невысоких горных цепей.

Сложнее обстоит дело при встрече холодного фронта с целой системой хребтов, особенно если не все хребты параллельны друг другу. Прохождение фронта через крупные горные массивы сопряжено с общим торможением фронта. В открытых долинах фронт перемещается вперед быстрее, чем в горах, поэтому на приземной карте погоды фронт отражается в виде сильно извилистой линии. Приближение фронта к горам сопровождается увеличением облачности над горами и выпадением осадков. Обычно это наблюдается еще до соприкосновения фронта с горами. В Средней Азии летом и осенью приближение к горам холодного фронта не вызывает сразу же ухудшения погоды. Фронтальные облака развиваются вместе с нарастанием мощности холодного вторжения.

Специфическими особенностями отличается прохождение холодного фронта через закрытые долины и котловины зимой. Зимой дно котловин занято выхоложденным воздухом. Толщина слоя выхоложденного воздуха иногда достигает нескольких сотен метров. Воздух, движущийся за холодным фронтом, может оказаться теплее выхоложденного воздуха, занимающего котловину. Поэтому при прохождении холодного фронта пленка выхоложденного воздуха часто сохраняется, а холодный воздух за фронтом движется над ней. Данные метеорологических станций, расположенных в котловине, будут непоказательными — фронт будет замаскирован. Если пленка выхоложденного воздуха тонкая, то по мере вторжения она постепенно разрушается.

В условиях жаркого лета в южных широтах холодные фронты в нижних своих частях из-за сильного прогрева холодного воздуха нередко размываются. Поэтому на равнине такой фронт заметен слабо. В горах же, начиная с той высоты, на которой холодный фронт сохранился, он проявляется достаточно ярко.

Таким образом, те изменения погоды, которые вызываются прохождением фронтов над равниной, нельзя автоматически переносить в горные районы. На наветренной стороне гор всегда проявляется обострение, а на подветренной их стороне — размывание фронтов.

9.4. Влияние рельефа на развитие облачности и осадки

Влияние горных препятствий на развитие облачности и осадки может осуществляться непосредственно при перетекании воздушного потока через горный хребет или косвенно посредством оро-

графической деформации фронтальных зон с последующим развитием барических образований. В свою очередь непосредственное воздействие орографии может быть двояким: за счет динамического воздействия склонов и за счет тепловых влияний, связанных с перегревом и охлаждением горных массивов. Основное значение имеют динамические воздействия, но при некоторых условиях немаловажную роль играют и тепловые влияния.

Рассмотрим сначала эволюцию облаков и осадков, связанную с прямым динамическим влиянием склонов на вертикальные движения. Упорядоченные вертикальные движения подобного типа развиваются как в слоях воздуха, лежащих непосредственно над склонами, так и над прилегающими равнинными областями. У наветренной стороны хребта имеет место усиление восходящих движений, создаются благоприятные условия для развития облачности и выпадения осадков. Обратная картина наблюдается у подветренных склонов, где усиливаются нисходящие движения. Интенсивность этих вертикальных движений зависит от свойств потока и характеристик хребта: от величины нормальной к хребту составляющей скорости ветра и ее изменения с высотой в пределах орографического слоя воздуха, от стратификации, крутизны склонов и высоты гор.

Чем круче склоны, выше горы, больше нормальная к хребту составляющая скорости ветра и меньше устойчивость атмосферы, тем больше обусловленные орографией скорости упорядоченных вертикальных движений, шире зоны их распространения на равнинные предгорные районы и тем медленнее убывает вертикальная скорость с высотой.

Подчеркнем здесь еще раз, что при динамическом влиянии склонов на воздушные потоки усиление осадков может сопровождаться ростом приземного давления, а ослабление осадков и размывание облачности — падением давления. Еще одна особенность состоит в том, что порождаемые горами синоптического масштаба зоны восходящих и нисходящих движений неподвижны. Эту особенность важно учитывать в практике прогноза осадков, так как индивидуальное изменение влажности в частицах воздуха и приближение их к состоянию насыщения зависят от скорости и направления ветра на соответствующих высотах в указанных зонах.

Орография местности оказывает влияние как на усиление облакообразования и осадков, так и на их ослабление. Вблизи подветренных склонов даже сравнительно небольших гор, например таких, как Карпаты, часто происходит размывание фронтальной облачности и заметное ослабление осадков в зоне шириной до нескольких сотен километров.

У наветренных склонов гор наблюдается образование внутримассовых осадков. Часто здесь же происходит и орографическое «обострение» фронтов, проявляющееся в усилении осадков и расширении зоны их выпадения. В этих процессах решающая роль принадлежит рассмотренным уже ранее факторам, вызывающим

орографические восходящие движения. Однако учета одних лишь этих факторов в анализе и прогнозе облакообразования, особенно при невысоких значениях относительной влажности воздуха, бывает недостаточно: поскольку зона обусловленных орографией восходящих движений неподвижна, то частицы ненасыщенного воздуха могут проходить эту зону, не достигнув насыщения. Процессы орографического облакообразования и расширения облачных систем на уровнях, расположенных выше вершины хребта, зависят от продолжительности пребывания частиц воздуха в зоне восходящих движений и, следовательно, от направления и скорости ветра на высотах вне орографического слоя воздуха, а также от вертикальной устойчивости воздушной массы.

Зона обусловленных хребтом восходящих движений обычно вытянута вдоль его наветренной стороны. Поэтому наиболее благоприятными для образования осадков являются такие синоптические положения, при которых внизу сильный, направленный к хребту ветер сменяется параллельным оси хребта на уровнях выше вершин гор. Этим объясняется то, что орографические осадки часто наблюдаются, когда над горным районом располагается высотная депрессия со слабыми барическими градиентами.

Наиболее часто указанные положения наблюдаются при прохождении фронтов под значительным углом к оси хребта в тех случаях, когда у наветренных участков гор термический ветер направлен от хребта.

На рис. 9.4.1 дана схема синоптического положения при обострении теплого фронта у горного хребта. Здесь приземная ложбина расположена так, что впереди фронта ветер у поверхности Земли v_z направлен к оси хребта. Термический ветер v_t имеет составляющую от хребта. В итоге ветер на высотах v_z направлен вдоль зоны восходящих движений у наветренного склона.

Подобные синоптические условия могут наблюдаться на Украине в Карпатах и в их предгорьях. В таких случаях здесь выпадает большое количество осадков, в результате чего возникают паводки и наводнения.

Следует отметить, что при данных синоптических условиях может наблюдаться орографическая интенсификация исключительно обложных осадков. При этом за все время ни на одной станции не наблюдаются грозовые явления. Объяснить это, по-видимому, можно тем, что вертикальные градиенты температуры во всех слоях тропосферы по данным радиозондирования, как правило, меньше влажноадиабатических.

Заметим также, что в тех редких случаях, когда весь натекающий слой воздуха (до верхнего уровня гор) насыщен, необходимость в учете изменения ветра с высотой при прогнозе осадков отпадает.

Все сказанное выше относится к случаю, когда воздушный поток имеет составляющую скорости, перпендикулярную хребту. Если поток параллелен хребту, прямая динамическая интенсификация вертикальных движений отсутствует. Тем не менее и

в этом случае можно ожидать усиления осадков за счет развития упорядоченных вертикальных движений на верхней границе планетарного пограничного слоя, обусловленных турбулентным трением. При наличии гор пограничный слой выносится на значительно большие высоты, где пространственная изменчивость градиентов давления больше и, следовательно, больше возникающие вертикальные скорости. Кроме того, увеличение скорости ветра на высоте верхней границы пограничного слоя приводит к усилению турбулентного обмена, что также способствует увеличению

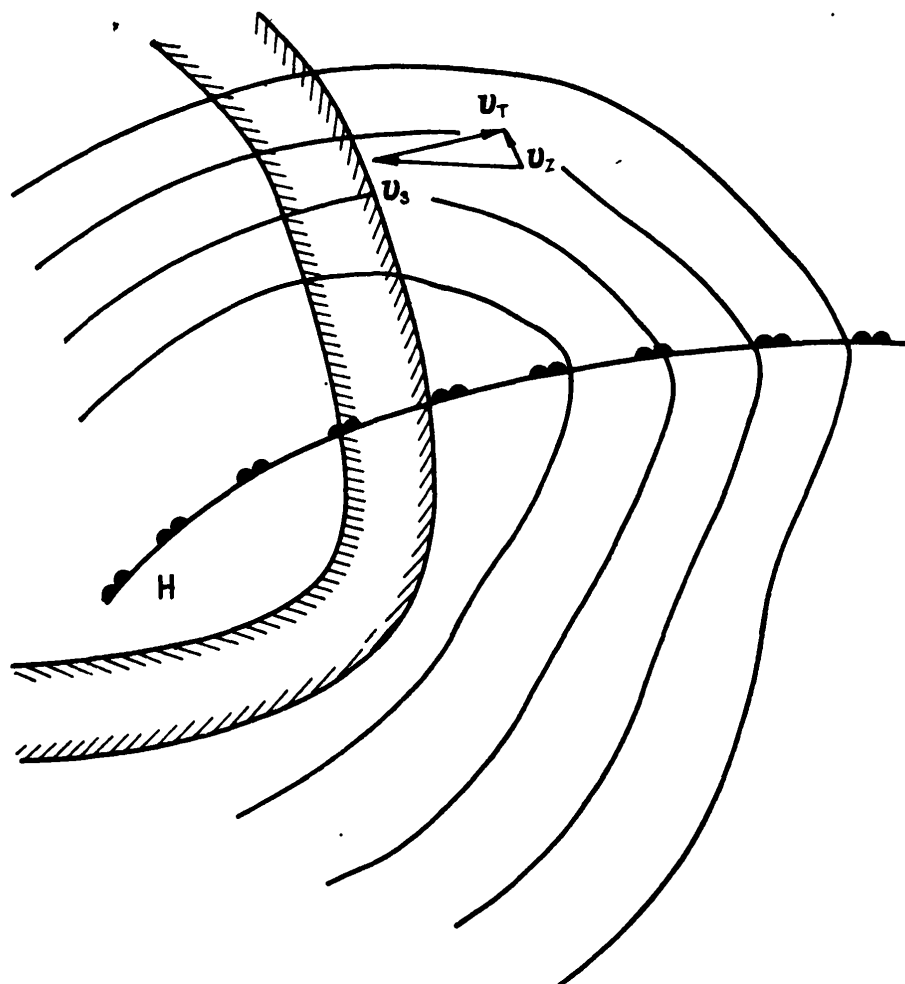


Рис. 9.4.1. Схема орографического усиления осадков на теплом фронте.

обусловленной трением вертикальной скорости над горным районом по сравнению с условиями равнины.

В циклонических условиях вытеснение пограничного слоя на большие высоты будет сопровождаться интенсификацией восходящих движений, что в свою очередь будет способствовать развитию облачности и выпадению осадков. В этом случае условия, благоприятствующие облачности и осадкам, могут иметь место на обеих сторонах хребта. При антициклонической кривизне изобар будут усиливаться антициклонические тенденции.

Наряду с орографической интенсификацией обложных осадков вынужденный подъем воздушных масс по склонам гор часто вызывает орографические ливни и грозы конвективного характера. Для анализа и прогноза таких явлений необходим учет тех же факторов, которые уже были рассмотрены ранее. Оценка условий

развития конвекции, должна осуществляться путем учета температурной стратификации атмосферы в нижней и средней тропосфере. Если в зоне фронта на указанных уровнях ожидаются вертикальные градиенты температуры, превышающие влажноадиабатические или близкие к их значениям, то в подобных ситуациях следует прогнозировать орографическую интенсификацию ливней, которые, как правило, развиваются на фоне выпадения обложных фронтальных осадков.

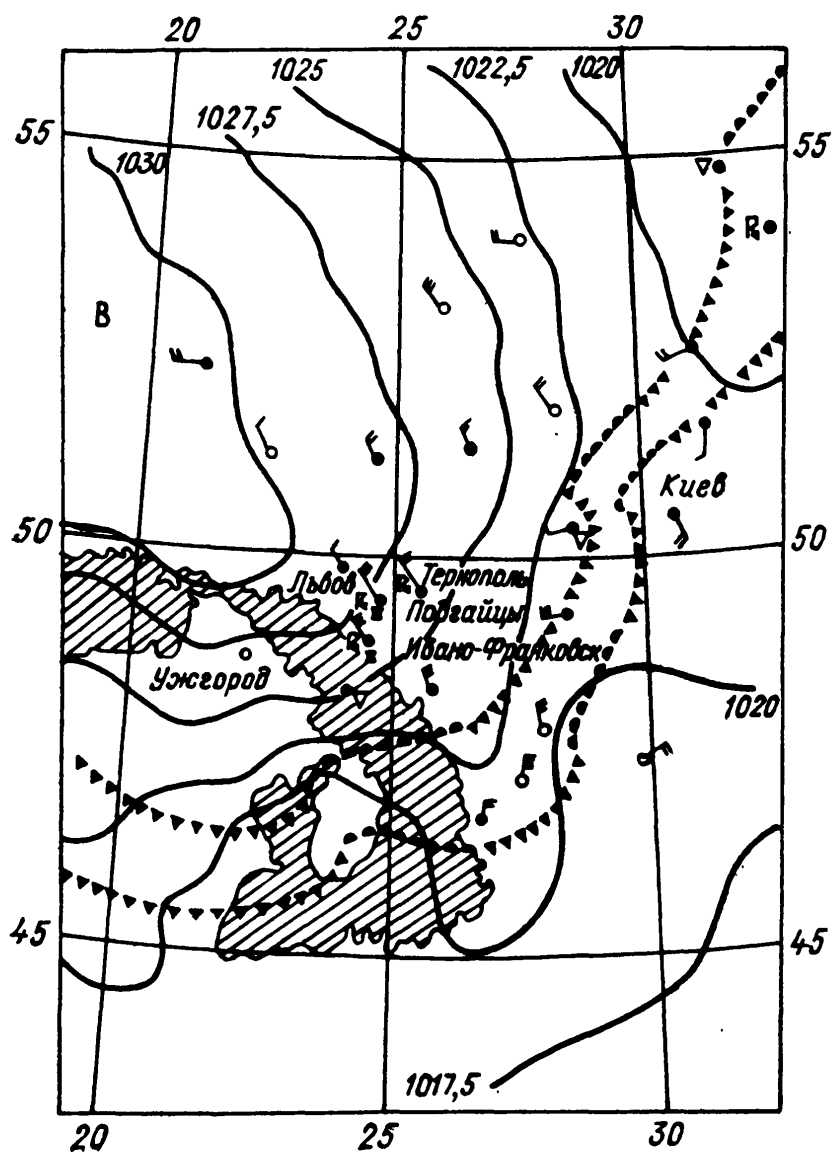


Рис. 9.4.2. Карта погоды в 11 ч 13 июня 1957 г.

Приведем пример орографического усиления и образования зафронтальных ливней и гроз в предгорьях Карпат 13 июня 1957 г. (рис. 9.4.2). В этот день количество осадков за 24 ч на ряде станций превышало 200 мм, а на ст. Подгайцы Тернопольской области их выпало 276 мм.

Как видно на карте (рис. 9.4.2), вблизи земной поверхности над всем районом Карпат и в их предгорьях был сильный ветер северной четверти, скорость которого достигала 12—15 м/с. Адвекция холода обуславливала в этом районе левое вращение ветра с высотой. Кроме того, термический ветер имел направленную от хребта составляющую.

В данном случае роль орографического фактора сказалась

в обусловленном восходящими движениями повышении относительной влажности воздуха на высотах. Катастрофические ливни явились результатом сильной конвекции в воздушной массе, значительная влажность которой была связана с влиянием горного хребта.

В приведенном примере характерным является то, что ливни и грозы наблюдались в барическом отроге при росте давления на значительном расстоянии от холодного фронта в глубь холодной массы воздуха. Это обстоятельство указывает на сильное влияние орографического фактора.

Перейдем теперь к рассмотрению термического влияния гор на осадки.

Летом в дневные часы массивы гор, не покрытые снегом, перегреваются по сравнению с окружающим их воздухом. При слабом горизонтальном переносе над горами в атмосфере формируются термические неоднородности, вызывающие циркуляцию с восходящими движениями над хребтами и нисходящими в предгорьях. В итоге над горами осадки должны усиливаться, а над предгорными равнинами ослабевать.

В ночное время картина должна быть обратной, но так как в короткие летние ночи охлаждение меньше дневного нагрева, то летом горы в основном играют роль нагревателей.

Зимой, наоборот, горы являются «холодильниками». По ночам они сильно охлаждаются, а днем не успевают достаточно нагреваться. Циркуляция воздуха обратная по сравнению с летней: над горами воздух опускается, в предгорьях поднимается.

Естественно, что масштабы и интенсивность явлений, обусловленных термическим режимом гор, бывают различными: они зависят от высоты и горизонтальных размеров гор, характера подстилающей поверхности, покрытости земной поверхности снегом и льдом и т. п. Условия развития этих явлений зависят от синоптической ситуации.

Механизм теплового влияния гор таков, что он сказывается в основном на выпадении внутримассовых осадков, особенно на конвекции в теплый период года. Тепловое влияние гор на летние ливневые осадки весьма существенно. Оно может выходить за пределы непосредственно горного района и распространяться на предгорные равнинные области на расстояния до 100 км, где вследствие нисходящих мезомасштабных движений количество ливневых осадков уменьшается.

Благоприятные условия для термоорографической интенсификации ливней над горами наблюдаются при внутримассовых процессах либо на размытых фронтах, когда нет обложных фронтально-циклонических осадков, при слабых ветрах и малых барических градиентах в нижней половине тропосферы. Очень важно при прогнозе таких осадков учитывать характер стратификации атмосферы. Сильная интенсификация ливней наблюдается, когда в слое до 3 км вертикальные градиенты температуры равны влажноадиабатическим или превышают их значения.

Кроме двух изложенных основных механизмов влияния гор на ливневые осадки, следует отметить влияние посредством изменения температурной стратификации воздуха, вызываемого задержкой горами адвекции тепла и холода. Например, беспрепятственное распространение адвекции холода выше вершин хребта вызывает на определенных высотах у подветренной стороны увеличение неустойчивости и способствует выпадению ливневых осадков.

Для каждого горного района существуют свои синоптические ситуации, в большей или меньшей степени способствующие проявлению того или иного механизма орографической эволюции ливневых осадков. Однако ряд правил имеет общее значение.

1. Сильное тепловое влияние гор на осадки отмечается летом при отсутствии фронтов и на размытых фронтах со слабыми ветрами (малой составляющей скорости ветра по нормали к оси хребта) и выражается в развитии кучево-дождевых облаков и ливней непосредственно над горами или участками гор, не покрытыми вечными снегами.

2. Если температура воздуха на поверхности горы значительно выше температуры воздуха на той же высоте в предгорьях и если в предгорьях в полосе шириной 50—100 км отсутствует боковой снос воздуха, то обычно ливневая деятельность ослаблена и наблюдается малооблачная погода без осадков.

3. Сильная интенсификация осадков за счет динамического воздействия склонов отмечается при фронтально-циклонических ситуациях, когда обеспечиваются условия для продолжительных склоновых восходящих движений воздуха.

4. Наиболее опасны по занимаемой площади и количеству выпавших осадков склоновые дожди. С такими дождями преимущественно связаны высокие паводки на реках, наводнения и сопутствующие им другие стихийные бедствия.

Дополнительно отметим, что если зона осадков вытянута вдоль хребта, а максимум количества осадков располагается у подножия хребта, то такие осадки связаны с сильным и продолжительным динамическим влиянием гор.

В заключение упомянем о возможных косвенных воздействиях орографии на осадки.

Косвенное влияние орографии на осадки состоит в том, что образовавшийся вследствие подветренного эффекта или после орографической деформации фронтальной зоны циклон продолжает развиваться и часто перемещается на сотни и даже тысячи километров от места возникновения. Это и есть расстояния, на которые распространяется влияние орографии на погоду. Например, выход на Украину одного генуэзского циклона при благоприятном стечении обстоятельств может вызывать значительные осадки, оросить всю территорию республики и предотвратить весеннюю или летнюю засуху. В таких случаях необходимо следить за тем, как перемещаются холодные массы воздуха из северных областей по отношению к циклону. Если их выход опережает циклон на его

траектории, то последний может заполниться и, наоборот, он может регенерировать и осадки могут усилиться при дополнительном затоплении холода в тылу прошедшего циклона.

9.5. Численный прогноз макромасштабной вертикальной скорости с учетом влияния рельефа

Учет рельефа в современных гидродинамических моделях прогноза предполагает использование современных методов вычислительной математики и мощных ЭВМ. Поэтому в настоящее время в оперативной практике региональных прогнозов иногда применяют упрощенные методы. В настоящем параграфе изложим методику прогноза вертикальной скорости в горных районах по известным значениям геопотенциала. Эта методика в течение ряда лет используется в Закавказском региональном научно-исследовательском институте и УГКС Туркменской ССР.

Выражения для прогноза вертикальной скорости, отвечающей движениям синоптического масштаба, получаются из уравнений вихря скорости и неразрывности с учетом вклада приземного трения. Далее эти выражения пополняются слагаемыми, учитывающими влияние рельефа, и окончательно для основных изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа имеют вид:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= 1,0\tau_{op} + a_1; \\ \tau_{700} &= 0,7\tau_{op} + a_1 + a_2; \\ \tau_{500} &= 0,3\tau_{op} + a_1 + a_2 + a_3; \\ a_1 &= -6,2 \left(\frac{\partial \Delta H}{\partial t} \right)_{850} - 2,0 (\overline{H}, \overline{\Delta H})_{850} - 3,0 \overline{\Delta H}_{850}; \\ a_2 &= -6,2 \left[\left(\frac{\partial \Delta H}{\partial t} \right)_{850} + \left(\frac{\partial \Delta H}{\partial t} \right)_{700} \right] - \\ &\quad - 2,0 [(\overline{H}, \overline{\Delta H})_{850} + (\overline{H}, \overline{\Delta H})_{700}]; \\ a_3 &= -6,2 \left[\left(\frac{\partial \Delta H}{\partial t} \right)_{700} + \left(\frac{\partial \Delta H}{\partial t} \right)_{500} \right] - \\ &\quad - 2,0 [(\overline{H}, \overline{\Delta H})_{700} + (\overline{H}, \overline{\Delta H})_{500}].\end{aligned}\tag{9.5.1}$$

Здесь $\tau = dp/dt$ — вертикальная скорость в p -системе координат, выраженная в гПа за 12 ч; H — геопотенциал изобарической поверхности в гп. дам; $\Delta H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}$ — лапласиан геопотенциала; $(H, \Delta H) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \Delta H}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \Delta H}{\partial x}$ — якобиан. Локальная

производная $\partial \Delta H / \partial t$ аппроксимируется в конечных разностях с шагом по времени 12 ч. Горизонтальная черта сверху означает,

что соответствующие величины вычислены как среднее арифметическое их значений в начальный и конечный моменты времени. Оси x и y во всех случаях направлены соответственно на восток и север. В формулах (9.5.1) с помощью $\tau_{ор}$ учитываются дополнительные вертикальные скорости, которые возникают при движении воздушных масс над горным препятствием. Это слагаемое рассчитывается с помощью выражения

$$\tau_{ор} = -3,8 \cdot 10^3 \left(\frac{\overline{\partial H}}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\overline{\partial H}}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial x} \right), \quad (9.5.2)$$

где h высота горы в километрах. Горизонтальные составляющие скорости воздушного потока в (9.5.2) представлены геострофическими соотношениями

$$u = -\frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = \frac{1}{f} \frac{\partial H}{\partial x}.$$

При расчете орографического слагаемого по формуле (9.5.2) следует использовать данные геопотенциальных высот изобарических поверхностей, наиболее близких к средним высотам горного препятствия.

Качество прогнозов вертикальных скоростей по формулам (9.5.1) прежде всего зависит от качества прогноза геопотенциальных высот изобарических поверхностей. Однако, как показывает опыт, существенное значение имеет также и способ пространственной аппроксимации производных, входящих в эти формулы. Остановимся подробно на этом практически очень важном вопросе.

В формуле (9.5.2) фигурируют величины $\partial h/\partial x$ и $\partial h/\partial y$, характеризующие пространственные наклоны рельефа. Практически они могут изменяться в широких пределах и принимать очень большие численные значения. Но так как нас интересуют поля вертикальной скорости, существенные для синоптических процессов, следует исходить не из реального рельефа со всеми его мелкими неровностями, а из некоторого сглаженного рельефа, воспроизводящего лишь крупномасштабные свойства реального рельефа. Чтобы добиться этого, произведем расчет $\partial h/\partial x$ и $\partial h/\partial y$ по данным о высоте гор в 25 точках пространства (рис. 9.5.1) с помощью выражений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial x} &= 4,0 \cdot 10^{-2} [(h_{21} + h_{13} + h_9 + h_{16} + h_{24}) + 0,5 (h_{17} + h_5 + h_1 + \\ &\quad + h_8 + h_{20}) - (h_{22} + h_{14} + h_{11} + h_{15} + h_{23}) - 0,5 (h_{18} + h_6 + h_3 + \\ &\quad + h_7 + h_{19})]; \\ \frac{\partial h}{\partial y} &= 4,0 \cdot 10^{-2} [(h_{21} + h_{17} + h_{10} + h_{18} + h_{22}) + 0,5 (h_{13} + h_5 + h_2 + \\ &\quad + h_6 + h_{14}) - (h_{24} + h_{20} + h_{12} + h_{19} + h_{23}) - \\ &\quad - 0,5 (h_{16} + h_8 + h_4 + h_7 + h_{15})]. \end{aligned} \quad (9.5.3)$$

Индексы в этих, а также в последующих формулах указывают номера точек сетки, как показано на рис. 9.5.1.

В зависимости от конкретных условий рельефа шаг сетки может быть изменен. Тогда будет меняться и коэффициент в выражении (9.5.2) следующим образом.

Зависимость коэффициента в выражении (9.5.2) для $\tau_{ор}$ от шага сетки d следующая:

d км . . .	20	25	30	35	40	45	50
Коэффициент	$-3,82 \cdot 10^3$	$-3,20 \cdot 10^3$	$-2,56 \cdot 10^3$	$-2,20 \cdot 10^3$	$-1,92 \cdot 10^3$	$-1,70 \cdot 10^3$	$-1,53 \cdot 10^3$

Расчеты по формулам (9.5.3) следует производить для нескольких соседних точек в пределах данной территории с более или менее однородным рельефом и результаты осреднять. Как показывает опыт, наиболее удовлетворительные значения орографических вертикальных скоростей по формуле (9.5.2) получаются, когда абсолютные значения $\partial h/\partial x$ и $\partial h/\partial y$ колеблются в пределах от 0,001 до 0,01, что соответствует изменению высоты рельефа на 1 км при изменении горизонтального расстояния на 100—1000 км.

Полученные таким образом значения $\partial h/\partial x$ и $\partial h/\partial y$ необходимо подвергнуть качественной проверке: согласуются ли знаки рассчитанных по формуле (9.5.2) орографических вертикальных скоростей с явлениями погоды (облачностью и осадками) в данном регионе. Отрицательные значения $\tau_{ор}$ должны соответствовать зонам осадков или образования облачности.

Остановимся на специфике расчета лапласианов ΔH , входящих в формулы (9.5.1). Практика показывает, что наиболее целесообразно вычислять лапласиан ΔH по данным о геопотенциале в 25 точках с помощью формулы

$$\begin{aligned} \Delta H = 5,0 \cdot 10^{-2} [& 2(H_{21} + H_{22} + H_{23} + H_{24}) + (H_{13} + H_{14} + H_{15} + \\ & + H_{16} + H_{17} + H_{18} + H_{19} + H_{20}) - 2(H_1 + H_2 + H_3 + H_4) - \\ & - (H_9 + H_{10} + H_{11} + H_{12}) - 4H_0]. \end{aligned} \quad (9.5.4)$$

Особенностью результатов расчетов ΔH по формуле (9.5.4) является их плавное пространственное изменение, при этом конфигурация изолиний ΔH с достаточной точностью повторяет конфигурацию изогипс на изобарических картах, что и является для нас важным. В качестве примера на рис. 9.5.2 а приведена карта приземного давления p_0 за 3 ч 10 мая 1968 г. и рассчитанное по нему поле лапласианов Δp_0 (рис. 9.5.2 б) с помощью формулы (9.5.4). Как видно, барические образования, которые прослеживаются на приземной карте давления, четко обозначены и на карте лапласианов.

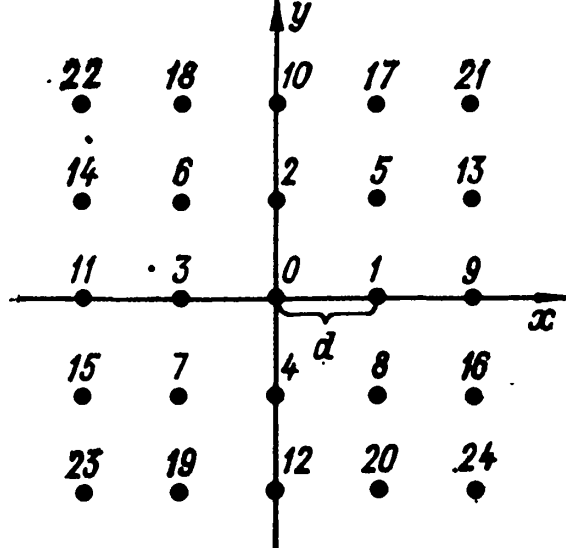


Рис. 9.5.1. Расположение точек для расчета $\partial h/\partial x$, $\partial h/\partial y$, $\partial H/\partial x$, $\partial H/\partial y$, $\partial \Delta H/\partial x$, $\partial \Delta H/\partial y$ и ΔH .

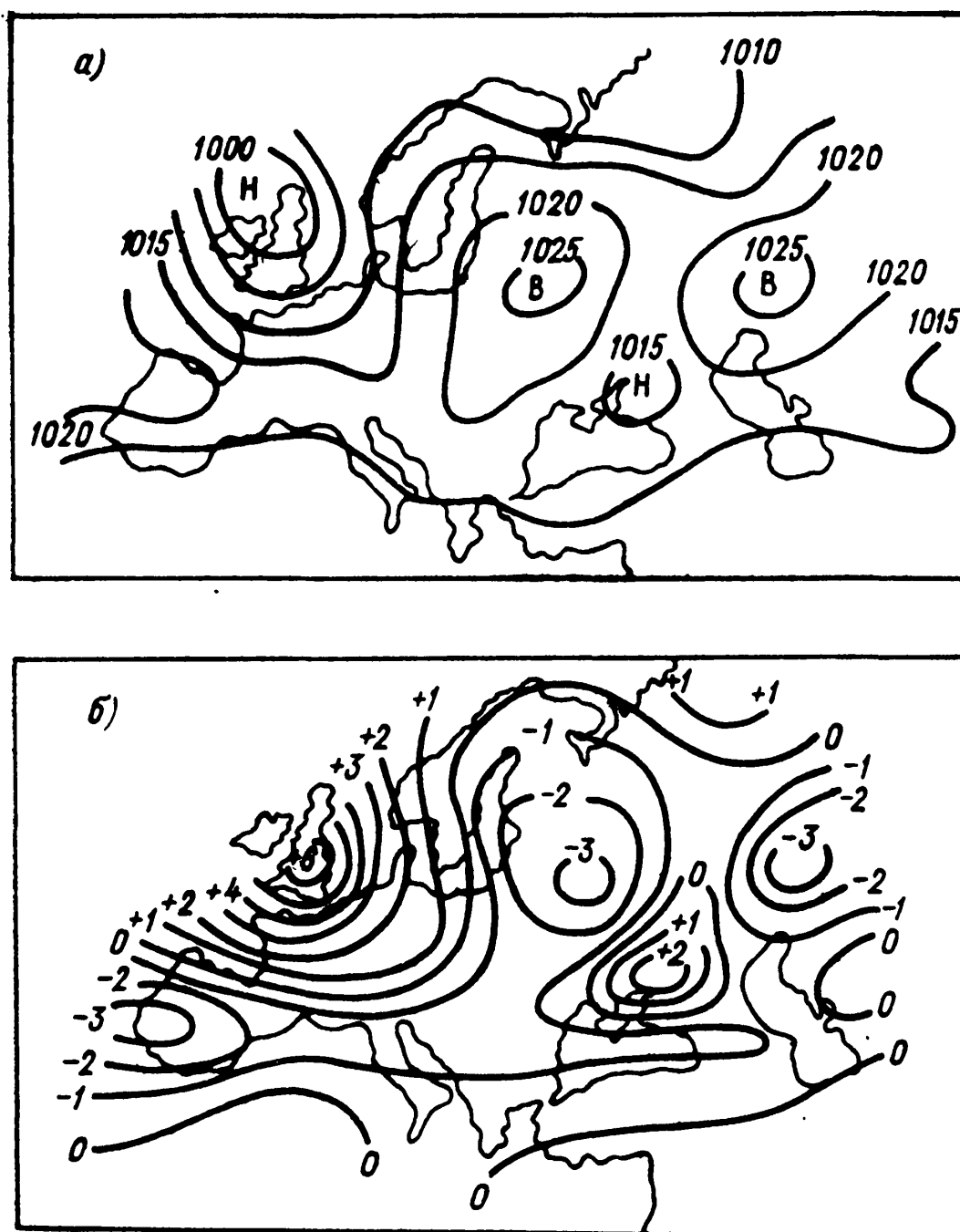


Рис. 9.5.2. Карта приземного давления P_0 в 3 ч 10 мая 1968 г. (а) и лапласианы ΔP_0 (б), рассчитанные по данным этой карты.

Остальные величины, входящие в формулы (9.5.1) и (9.5.2), должны быть рассчитаны с помощью следующих соотношений:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{6} (H_1 + H_5 + H_8 - H_3 - H_6 - H_7);$$

$$\frac{\partial H}{\partial y} = \frac{1}{6} (H_2 + H_5 + H_6 - H_4 - H_7 - H_8);$$

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial x} = \frac{1}{2} (\Delta H_1 - \Delta H_3);$$

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial y} = \frac{1}{2} (\Delta H_2 - \Delta H_4). \quad (9.5.5)$$

Шаг сетки при расчете по формулам (9.5.4) и (9.5.5) должен быть взят равным 300 км.

Для выполнения прогноза вертикальных скоростей по формулам (9.5.1) необходимо иметь в узлах сетки фактические и прогностические значения геопотенциальных высот изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа. Эти данные имеются сейчас во всех управлениях Госкомгидромета. В тех прогностических подразделениях, где на ЭВМ рассчитываются оперативные прогнозы, с целью экономии времени целесообразно прогноз вертикальных скоростей синхронизировать со схемой прогноза геопотенциала и после того, как будет закончен прогноз геопотенциала на 12 ч, выдавать поле прогностических вертикальных скоростей. Если в численных схемах предусмотрена выдача прогностических значений геопотенциальных высот только на 24 ч, то вертикальные скорости, вычисленные по формулам (9.5.1), следует уменьшить в 2 раза.

Формулы (9.5.1) могут быть использованы и для диагностических расчетов полей вертикальных скоростей; с этой целью следует брать фактические значения полей геопотенциалов в исходный и конечный промежуток времени.

Приведем пример прогноза вертикальных скоростей с помощью формул (9.5.1) за интервал времени от 15 ч 8 декабря до 3 ч 9 декабря 1979 г. Синоптическая ситуация характеризовалась перемещением с запада на восток через центральную часть Европейской территории СССР циклона и связанных с ним холодных фронтов. К 3 ч 9 декабря центр циклона находился восточнее Куйбышева, а территория Кавказа была занята антициклоном, который сформировался в тылу холодного фронта, сместившегося на восток (рис. 9.5.3).

В течение ночи 9 декабря осадки отмечались в северной части Каспийского моря, на юго-востоке Европейской территории СССР и на западе Закавказья. Если выпадение осадков на юго-востоке Европейской территории СССР и севере Каспия объясняется наличием там циклона, то в выпадении осадков на западе Закавказья, в зоне приземного антициклона, основную роль

сыграло влияние орографии. По данным аэрологических карт за 3 ч 9 декабря 1979 г. на высоте 1,5 км над Кавказом отмечались западные потоки, что создавало условия для вынужденного подъема влажных воздушных масс над районами Западного Закавказья.

На рис. 9.5.4 а приведена карта орографических вертикальных скоростей, из которой видно, что зона максимальных восходящих скоростей (до -90 гПа/12 ч) располагалась именно над Западным Закавказьем. На этой карте над Восточным Закавказьем и Северным Кавказом отмечаются преимущественно зоны нисходящих скоростей, что находится в соответствии с отсутствием в этих

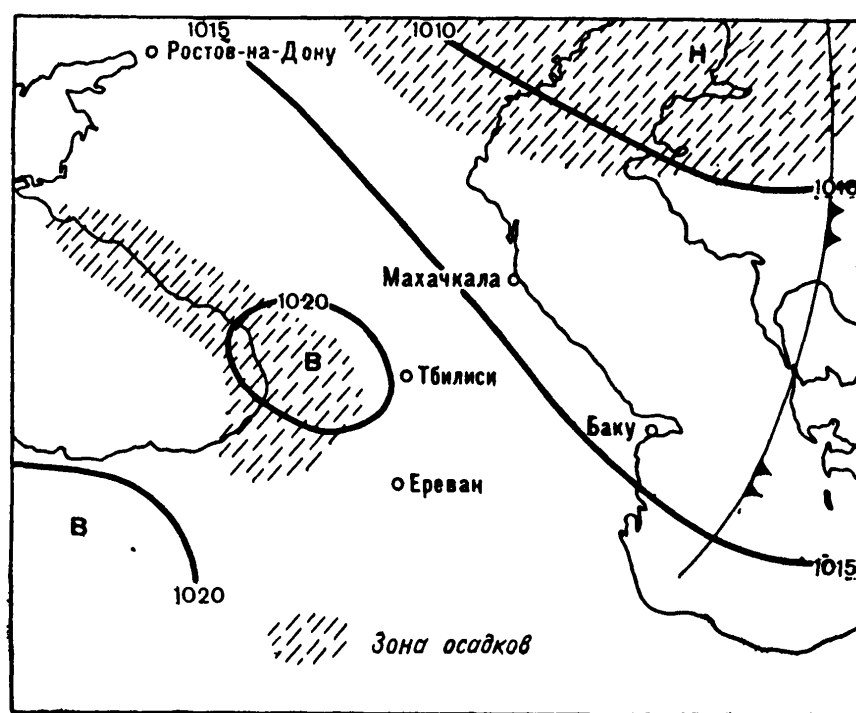


Рис. 9.5.3. Приземная карта погоды в 3 ч 9 декабря 1979 г.

районах осадков. При расчете использованы геопотенциальные высоты изобарической поверхности 850 гПа.

На рис. 9.5.4 б, в, г представлены карты вертикальных скоростей на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа. На поверхности 700 гПа восходящие вертикальные скорости над западными районами Закавказья из-за больших значений орографических вертикальных токов больше, чем восходящие вертикальные скорости на юго-востоке Европейской территории СССР и севере Каспия, а на поверхности 500 гПа восходящие вертикальные скорости к северу от Каспийского моря значительно больше, чем восходящие токи над западными районами Закавказья. Это обусловлено, с одной стороны, ослаблением орографических восходящих токов с высотой над западными районами Закавказья и, с другой,— увеличением вертикальных скоростей в зоне высокого циклона над северными районами Каспийского моря за счет нестационарности поля давления.

Приведенный пример наглядно показывает роль орографии в формировании полей вертикальных скоростей в атмосфере.

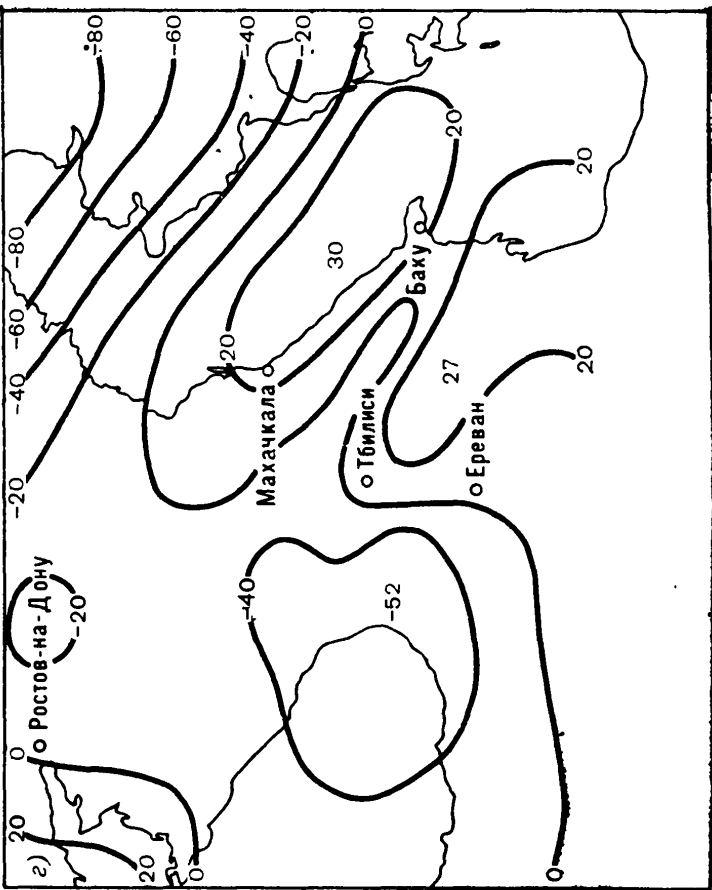
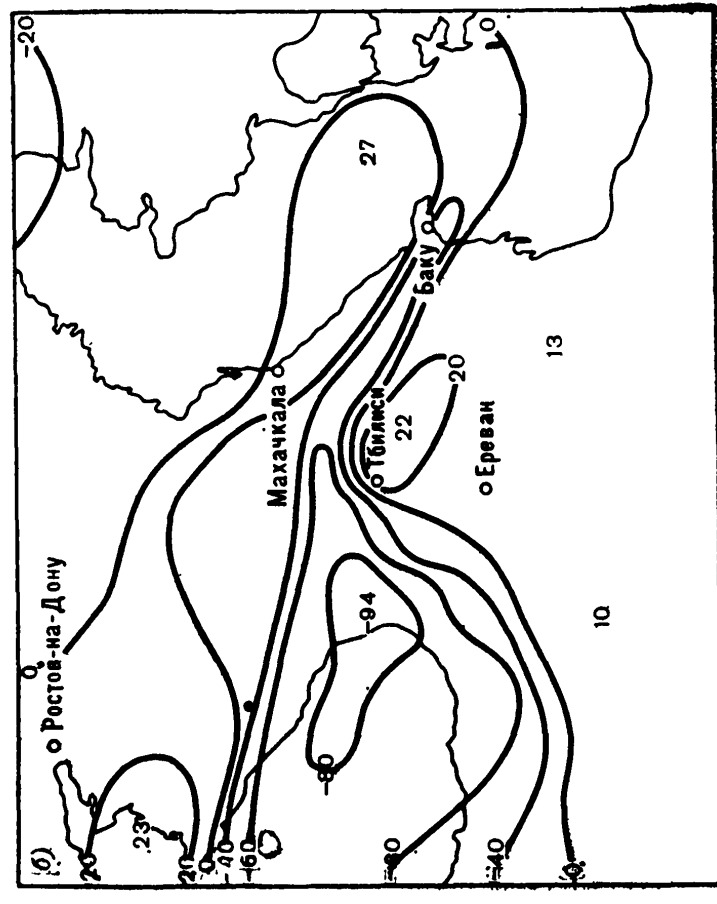
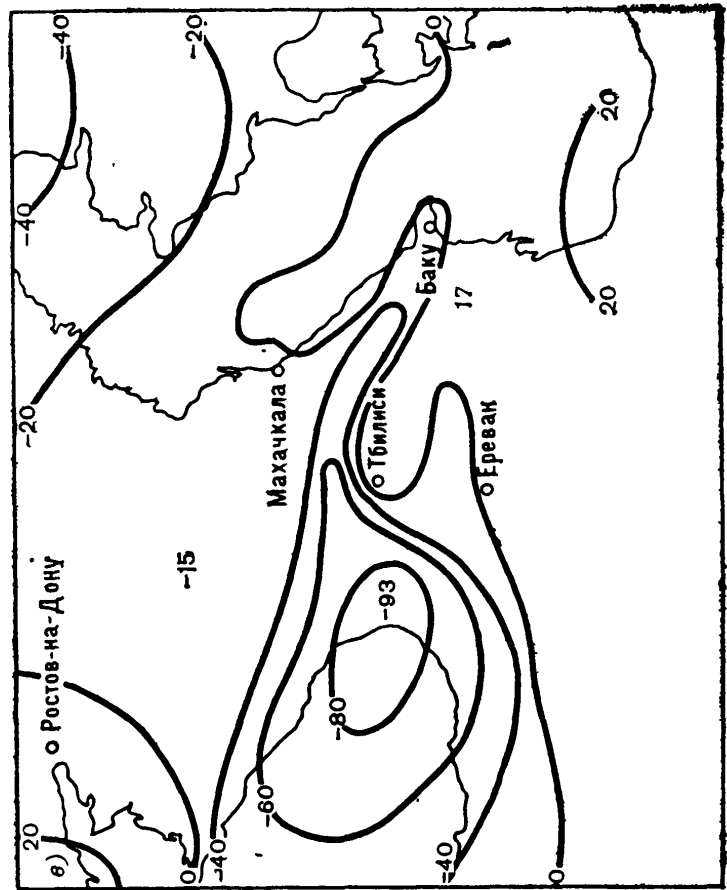
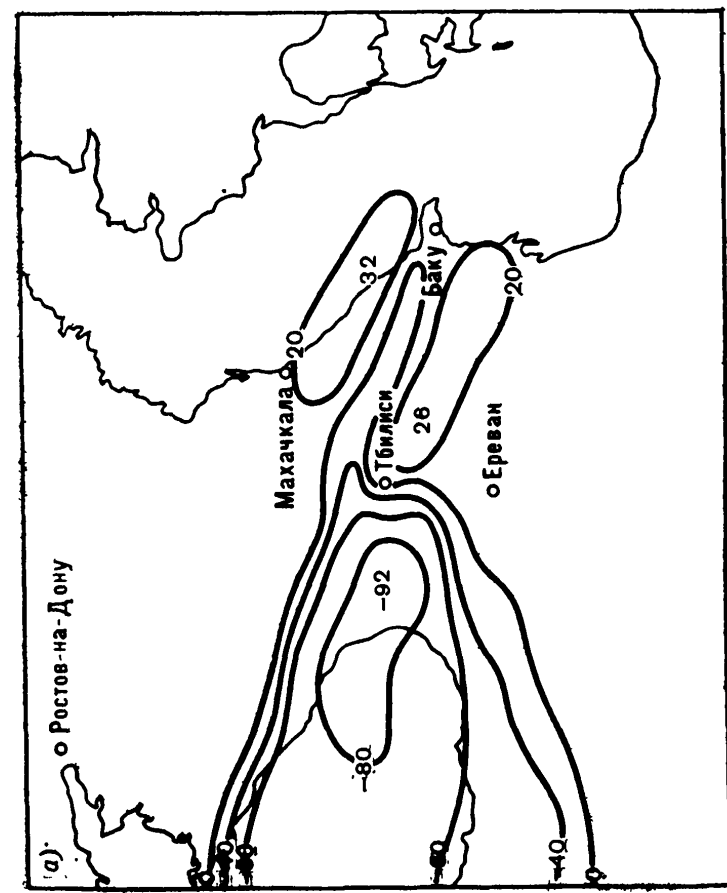


Рис. 9.5.4. Карты про-
гностических верти-
кальных скоростей с
учетом рельефа в 3 ч
9 декабря 1979 г.
а — приземная карта,
б — АТ₈₅₀, в — АТ₇₀₀, г —
АТ₅₀₀.

9.6. Локальные орографические влияния

Локальные орографические влияния принято рассматривать как возмущения, наложенные на упорядоченные, медленно меняющиеся процессы синоптического масштаба. В формировании макросиноптической ситуации эти влияния не играют заметной роли, тем не менее они представляются весьма важными с точки зрения синоптического анализа для горных районов и прогноза местных особенностей погоды.

Проводя синоптический анализ над горными областями, необходимо помнить о горно-долинной циркуляции, которая создает особенности не только в поле ветра, но и в ходе других метеорологических величин. Горно-долинная циркуляция наиболее выражена в спокойную погоду, когда в атмосфере над горами отсутствует ПВФЗ, нет поблизости перемещающихся циклонов и не происходят холодные вторжения. В такие дни утром, после восхода Солнца, пока горные склоны прогреваются, по всей долине наблюдается штиль. Но уже спустя 2—3 ч после восхода Солнца появляются порывы ветра, дующего вверх по долине. Вскоре ветер становится устойчивым, достигая максимума скорости к 12—

14 ч. При отношении длины L к ширине S в пределах $10 < \frac{L}{S} < 20$ скорость долинного ветра у поверхности Земли обычно равна 4—7 м/с. С высотой скорость ветра быстро возрастает, достигая максимума на высоте 0,2—0,5 вертикальной толщины потока долинного ветра. Выше скорость медленно ослабевает до уровня хребтов, окаймляющих долину. Выше хребтов господствуют течения горного слоя трения, характеризующиеся большими сдвигами ветра и его вращением, которые подстраивают ветер к воздушным течениям в свободной атмосфере.

Примерно за 1 ч до захода Солнца, когда радиационный баланс деятельной поверхности в среднем близок к нулю, в долинах снова устанавливается штиль, а вскоре после захода Солнца начинает дуть ветер вниз по долине, вызванный охлаждением гор. В течение первых 1—2 ч этот горный ветер слаб (1—2 м/с). Вертикальная протяженность потока постепенно растет от нескольких десятков до сотен метров. Одновременно он усиливается. Характерно, что в теплое полугодие у поверхности Земли горный ветер нередко бывает слабее долинного (1—3 м/с), но с высотой он быстро усиливается и достигает максимума (6—8 м/с) на высоте 50—200 м. Затем он ослабевает до высоты, равной примерно $\frac{2}{3}$ высоты хребтов. Еще выше, в горном слое трения, существует переходная зона неустойчивых ветров. Горный ветер дует до периода утреннего штиля. В течение всей ночи происходят заметные колебания скорости ветра.

В короткий зимний день горный ветер становится господствующим, тогда как долинный ветер развивается слабо и только в течение небольшого интервала времени после полудня. Более того, если горы покрыты снегом, радиационный баланс деятель-

ной поверхности может оставаться отрицательным также и днем, и тогда горный ветер господствует круглые сутки. При этом ночью он бывает сильнее, чем днем. Такую картину можно наблюдать, например, в долинах Западного Памира.

Таким образом, в горных районах мы встречаем ветры, направление которых периодически изменяется и определяется направлением долин, временем суток и сезоном года. Не зная этого, можно допустить дефекты в анализе, ошибочно определяя по поворотам ветра фронтальные разделы, циклонические центры и другие мнимые объекты.

Горно-долинная циркуляция распространяется недалеко от горных массивов: в 20—30 км по выходе из долины она затухает.

Горно-долинная циркуляция проявляется и в суточном ходе кучевых облаков местной конвекции. Облака появляются при развитии долинного ветра, связанного с восходящими движениями вдоль горных склонов, и начинают исчезать с вечерним ослаблением этого ветра. На спутниковых телевизионных снимках горных районов с хорошим разрешением при развитии долинного ветра днем можно видеть гряды конвективных облаков, которые расположены вдоль склонов горных хребтов, а над долинами — участки безоблачного неба.

В суточном ходе температуры отмечаются следующие особенности. В течение утреннего затишья температура воздуха в приземном слое быстро повышается, но с первыми порывами долинного ветра в связи с усилением вертикального перемешивания и адиабатическим охлаждением рост температуры замедляется и становится плавным. Понижение температуры под вечер идет быстро, усиливаясь при первых порывах горного ветра. Однако после захода Солнца оно длится недолго, пока с горных склонов стечет слой выхоложенного припочвенного воздуха. По мере того как горный воздушный поток усиливается и в его циркуляцию вовлекаются более высокие слои, он приобретает фёновый характер, так что в первые два часа температура может даже несколько повышаться, а относительная влажность уменьшаться. Этот сравнительно теплый ветер продолжается всю ночь и благодаря ему минимумы температуры оказываются неглубокими. Это объясняет, в частности, тот интересный факт, что в низкогорных долинах зимой не бывает таких морозов, как на предгорных равнинах, расположенных ниже и отличающихся частыми затишьями. Прогноз минимальной температуры для горных и предгорных районов должен даваться с учетом этого явления.

Нарушение суточного хода горно-долинной циркуляции является чувствительным признаком предстоящей перемены погоды. Эти нарушения бывают двух родов. Первое связано с развитием циклонической деятельности вблизи горных областей (в пределах 1000—1500 км), второе — с холодными вторжениями в горы.

Когда западнее гор происходит интенсивное развитие и(или) перемещение циклона, т. е. такой процесс, который сопровождается падением давления и восходящими движениями в атмосфере,

а над горами еще сохраняется высокое давление, то во всех долинах, обращенных в сторону областей циклогенеза, усиливаются ветры, дующие вниз по долинам. Поток воздуха с гор, направленный в сторону низкого давления, в долинах проявляет себя в виде сильных порывистых горных ветров со скоростью 10 м/с и более. Ветер приобретает ярко выраженный фёновый характер с резким повышением температуры и понижением относительной влажности. Это так называемые фёны высасывания. Они типичны, например, для долин Западного Памира и Западного Тянь-Шаня, когда циклоны развиваются и перемещаются над пустынями Каракумы и Кызылкум. Они резко выражены и на Алтае. Таково же происхождение фёнов высасывания в Западной Грузии и во многих других местах.

Согласно классификации фёнов, произведенной по спутниковым снимкам облачности, фён высасывания представляет собой свободный двусторонний фён. При этом нужно отметить, что скорость ветра в долинах, обращенных к циклогенетической области, т. е. на наветренной стороне по отношению к основному переносу в тропосфере, всегда больше скорости ветра в долинах, открытых в подветренную сторону. Фёновые горные ветры дуют вплоть до прохождения холодного фронта, когда они резко меняются на прямо противоположные. В суженных местах долин фёновый ветер становится особенно сильным и порывистым. Разумеется, фён высасывания не является уже ветром горно-долинной циркуляции, так как он связан со структурой барического поля, а не с охлаждением гор.

Фён высасывания появляется не только при приближении циклонов к горам. Приближение к горной системе холодного фронта, сопровождающегося в барическом поле ложбиной, впереди которой всегда имеются восходящие вертикальные токи и падение давления, также приводит к возникновению фёнов высасывания. Они бывают менее продолжительными, чем в случае циклона, однако горно-долинная циркуляция нарушается и в этом случае. Даже летом, когда под влиянием дневного нагрева гор долинный ветер должен быть хорошо развит, он или не появляется совсем, или появляется очень ослабленным и с большим запазданием по сравнению с нормальным суточным ходом.

В условиях сухого и жаркого климата, как, например, в Средней Азии, летом предфронтальный фён высасывания превращается в горячий сухой ветер, аналогичный гармсилю, который очень вреден для сельскохозяйственных культур.

С прохождением холодного фронта фён высасывания прекращается. В связи с этим факт прохождения холодного фронта может служить признаком для прогноза прекращения фёна. С другой стороны, окончание фёна является диагностическим показателем при анализе прохождения холодного фронта в горах.

Интенсивные и длительные холодные вторжения в горные районы служат причиной значительных или полных нарушений горно-долинной циркуляции. Эти нарушения в свою очередь слу-

жат признаком того, что холодное вторжение еще не закончилось даже тогда, когда по обычным метеорологическим наблюдениям у поверхности Земли кажется, что процесс вторжения прекратился. В долинах, открытых навстречу холодному вторжению, будет дуть и днем и ночью долинный ветер. Появление в таких случаях ночного горного ветра означает, что холодное вторжение прекратилось и вслед за этим погода должна улучшиться.

Близко к этому стоит так называемый кatabатический ветер, или отраженный фён, который можно иллюстрировать на примере наблюдений в Алма-Ате. Холодные вторжения с севера через Казахстан встречаются на своем пути широтно расположенные хребты Тянь—Шаня. Перед хребтами происходит накопление холодного воздуха, пока увеличение его вертикальной протяженности не позволит ему перетекать через горы. В это время на наветренной стороне гор в нижнем слое происходит отток холодного воздуха от гор. Кольцо циркуляции, в верхней части которого ветер дует к горам, а в нижней части — от гор, имеет вертикальную протяженность в несколько сотен метров. В результате в Алма-Ате после северного холодного вторжения бывают случаи появления южного ветра, достигающего штормовой силы. Ветер появляется через несколько часов после того, как холодный фронт со всеми сопровождающими его явлениями проходит через Алма-Ату. Кatabатические ветры можно наблюдать после холодных вторжений во многих местах Западного Тянь-Шаня (например, в районе Ташкента) и других местах. Появление кatabатического ветра служит признаком окончания холодного вторжения в районы предгорий, прекращения осадков и улучшения погоды.

При анализе карт и особенно при прогнозе погоды для горных районов синоптик обязательно должен знать особенности горно-долинной циркуляции данной территории. Развитие и нарушение этой циркуляции, с одной стороны, могут быть предсказаны, а с другой стороны, могут быть ценными признаками для прогноза погоды.

Помимо фёна высасывания, в горах еще наблюдаются фёны переваливания. Они возникают при переваливании воздушного потока через отдельные горные хребты. Согласно классификации фёнов, произведенной по спутниковым снимкам облачности, фёны переваливания относятся к классу односторонних или тропосферных фёнов, либо к фёнам пограничного слоя в случае невысоких гор.

Лучше всего фёны переваливания выражены, когда хребет расположен перпендикулярно к потоку, который обладает большими скоростями. При этом сток перетекающего воздуха на подветренной стороне обычно концентрируется по поперечным долинам хребта. Воздух в нисходящем течении адиабатически нагревается, и на подветренной стороне хребта создается полоса более высоких температур, ширина которой колеблется в широких пределах, от 10 до 400 км. Эта полоса тянется вдоль всего хребта по равнине, прилегающей к подошве гор.

Если переваливание воздушного потока происходит в тылу холодного фронта, то натекающая на наветренной стороне хребта облачность на подветренной стороне образует вдоль гребня фёновый вал облаков, впереди которого облачность интенсивно разрушается. В таких случаях телевизионные спутниковые снимки позволяют по облачной системе на наветренной стороне хребта, границе фёнового вала облаков и полосе ясного неба за препятствием определить наличие фёна и границы его распространения. Когда через хребет перетекает воздушная масса, расположенная перед теплым фронтом, на подветренной стороне иногда образуются характерные облака чечевицеобразных форм.

Нередко фёны переваливания наблюдаются в тропической воздушной массе при высоком уровне конденсации и отсутствии облаков. В таких случаях летом наблюдаются особенно резкие повышения температуры.

Особый интерес представляет предсказание местных сильных штормовых ветров. В отдельных ограниченных районах в предгорьях и горах иногда возникают сокрушительной силы ветры, продолжающиеся от нескольких часов до нескольких суток. Классическими примерами таких ветров являются урсатьевский ветер и ветер эби. Выше указывалось, что приближение циклона к горам вызывает здесь в нижнем слое атмосферы поток горного воздуха, устремляющегося на равнину. Если долина имеет суженный выход, то устремляющийся через него поток воздуха приобретает скорости обычно 20 м/с и более; в исключительных случаях они могут превышать 50 м/с. Эти обстоятельства и создают урсатьевский ветер в горле Ферганской долины и по выходе из нее, ветер эби в Джунгарских воротах, восточнее оз. Балхаш.

Такого рода местные ветры служат хорошим признаком «назревающего» циклонического прорыва. Так, например, урсатьевский ветер может начаться, когда циклон находится еще на юге Туркмении и на синоптической карте на равнинах отмечаются слабые ветры. Характерно, что по мере того как циклоны, вызывающие появление местных сильных ветров, перемещаются к северо-востоку, ветры вспыхивают все в новых и новых лежащих впереди (восточнее) районах. Так, при прорыве в Среднюю Азию циклона с юга Каспийского моря сначала появляются сильные восточные ветры в Казанджике (юго-западная часть Туркмении). Затем они возникают в отдельных местах значительно восточнее, в том числе в горле Ферганской долины. Потом появляются ветры на перевалах и в узких горных проходах на севере Киргизии, в Южном Казахстане; наконец они доходят до юго-восточной и восточной границы Казахстана. Все эти местные ветры дуют до прохождения холодного фронта. Холодное вторжение меняет ветер на прямо противоположный; при этом условия могут быть такими, что вторгающийся холодный воздух, устремляясь через суженный проход, также приобретает большую скорость. Такие сильные западные ветры, сменяющие сильные восточные

ветры, можно наблюдать в горле Ферганской долины при арктических вторжениях в холодное полугодие.

Само происхождение направленных навстречу циклону сильных ветров из горных долин свидетельствует о том, что они не должны иметь большой вертикальной протяженности. Над препятствиями, создающими эти ветры, они быстро ослабевают, а еще выше сменяются течениями свободной атмосферы. Штормовые прогнозы этих сильных местных ветров основываются на знании общей синоптической обстановки, при которой они могут возникать, и различных эмпирических графиках, которые связывают время начала ветра со значением критического градиента давления, а максимальную скорость — со значениями градиентов давления и температуры.

Еще один тип связанных с орографией местных ветров — это бора. Сильный ветер образуется вследствие обрушивания через невысокие перевалы холодного, плотного воздуха при антициклоническом положении на обращенной к полюсу стороне хребта и при пониженном давлении на противоположной его стороне. Скорость ветра при боре — «водопаде» скатывающегося с перевала вниз холодного воздуха может достигать 45—50 м/с. Как всякий нисходящий поток, бора испытывает фёновое нагревание. Однако в силу небольшой разности высот и очень низкой температуры вторгающегося воздуха фёновый эффект, как правило, не заметен, поэтому бора является холодным ветром для тех мест, где она наблюдается. Наиболее известна бора в районе Новороссийска, в Центральном Казахстане, на Новой Земле, на Байкале (сарма). Прогноз времени наступления и максимальной скорости боры осуществляется по эмпирическим графикам и формулам.

Выполняя синоптический анализ в горных районах, следует также иметь в виду, что станции, расположенные на перевалах, часто отмечают увеличенную скорость ветра. Данные о ветре на перевале могут показаться ошибочными по сравнению с данными о ветре на расположенных поблизости долинных станциях. В действительности они правильные и лишь отражают влияние рельефа.

При перетекании воздушным потоком горной системы на подветренной стороне возникают вихри с горизонтальной осью, когда в слое воздуха толщиной, равной 1,5 высоты хребта, наблюдаются очень сильные ветры, а выше него — мощный слой очень слабых ветров. Размеры этих вихрей зависят от размеров горных систем, а также от скоростей сильного и слабого потоков. Так, например, восточные течения в средней тропосфере, проходя над Западным Тянь-Шанем, образуют над Голодной степью вихрь с горизонтальной осью. Вихрь этот может быть обнаружен даже по отдельным шаропилотным наблюдениям. Сведения о подобного рода вихрях важны при обслуживании авиации.

Появление спутниковых телевизионных фотографий облачности позволило открыть еще один ранее неизвестный вид орографических влияний на поле ветра мезометеорологического масштаба. Это мезомасштабные вихревые цепочки, которые образу-

ются над океанами при обтекании устойчивым воздушным потоком изолированных препятствий (островов). Для образования вихревых цепочек обязательным условием является существование хорошо выраженной инверсии температуры, нижняя граница которой лежит ниже вершины препятствий. Скорость ветра при этом не превышает 15 м/с и почти постоянна в нижней половине тропосферы. Обычно такие цепочки располагаются вниз по потоку в шахматном порядке вдоль воображаемых линий, ограничивающих в воздушном потоке препятствие, возмущающее поток.

Вихревые цепочки состоят из слоисто-кучевых облаков и возникают из-за попеременного отрыва вихрей с вертикальной осью от каждой из сторон препятствия. При этом в северном полушарии и в западном потоке в северной цепочке вихрей наблюдается циклоническое вращение воздуха, а в южной цепочке — антициклоническое. Размер каждого вихря — 10—20 км; расстояние, на которое распространяются цепочки, составляет 500—800 км; расстояние между рядами цепочек приблизительно равно диаметру сечения препятствия, перпендикулярного потоку (обычно 10—80 км). Частота образования вихрей в цепочке в общем примерно пропорциональна скорости ветра в слое 900—800 гПа. Расстояние между центрами вихрей, имеющих одинаковое вращение, составляет 20—200 км и увеличивается вниз по потоку. Отношение расстояния между цепочками вихрей с одной стороны препятствия и с другой к расстоянию между последовательными вихрями находится в пределах 0,20—0,40. Вихревые цепочки образуются над океанами, как правило, на восточной периферии субтропических антициклонов, где существует пассатная инверсия, а также в антициклонах умеренных широт в инверсиях оседания. В районах, слабо освещенных аэрологическими данными, облачные вихревые цепочки являются верным признаком существования инверсии в атмосфере и ее устойчивости.

Из мезомасштабных возмущений поля ветра, возникающих при перетекании воздушного потока через горный хребет, наиболее известными являются подветренные горные волны. Они представляют собой стоячие гравитационные волны, которые распространяются в подветренную сторону на расстояния, равные 10—100 высотам горного хребта. Волновые возмущения часто охватывают всю тропосферу, причем фаза волн меняется с высотой, т. е. восходящие движения сменяются нисходящими и наоборот. Как правило, средняя длина таких волн — порядка 10 км; однако известны случаи, когда длина волны составляла 5 км, а иногда достигала 50 км.

Для возникновения стоячих горных волн на подветренной стороне хребтов необходимо выполнение ряда условий. Над планетарным пограничным слоем должен существовать весьма устойчивый слой атмосферы, выше которого должен располагаться слой с малой устойчивостью, простирающийся достаточно высоко, часто до тропопаузы. Неустойчивость атмосферы является верным признаком невозможности образования волн. При инверсии тем-

пературы волны могут возникать, но ее наличие не является обязательным для возникновения волн. Минимальная скорость ветра на уровне вершин должна составлять 8—15 м/с в зависимости от хребта, генерирующего волны; причем скорость ветра должна увеличиваться (по крайней мере не уменьшаться) вплоть до тропопавзы. Направление воздушного потока должно быть примерно перпендикулярным к хребту. Продолжительность существования горных волн определяется продолжительностью существования соответствующих вертикальных профилей устойчивости атмосферы и скорости ветра; она может колебаться от нескольких часов до двух-трех суток.

При наличии радиозондовых наблюдений о возможности возникновения горных волн можно судить по вертикальному профилю

$$l^2 = N^2/U^2,$$

где N — частота Брента—Вяйсяля, а U — скорость ветра в рассматриваемом слое. Значение l^2 рассчитывается послойно, например через 1 км. Условием, необходимым, но не достаточным для образования волн, является уменьшение l^2 с высотой.

О существовании горных волн в атмосфере можно судить по формам облачности: это высоко-кучевые чечевицеобразные и ряды слоисто-кучевых облаков. Действенным средством для диагноза существования горных волн являются телевизионные фотографии с искусственных спутников. Эти фотографии показывают, что характер волн, обнаруживаемых по облакам, весьма сильно зависит, помимо вертикальных профилей устойчивости и скорости ветра, от формы, размеров и высоты препятствия, возвращающего поток. Если воздушный поток пересекает «бесконечно длинный» хребет, то волны, определяемые по волновым облакам, ориентируются параллельно препятствию. Если препятствие имеет ограниченные размеры, то у края препятствия волновые облака загибаются от края вниз по потоку и длина волны увеличивается вследствие возрастания скорости ветра по мере удаления от препятствия. При обтекании изолированного препятствия квазисимметрической формы (гористый остров) возникает система подковообразных расходящихся от препятствия волн, напоминающих карабельные волны. В случае обтекания нескольких изолированных препятствий волны могут интерферировать, создавая более сложную систему движений.

Горные волны представляют опасность для работы авиации. Они вызывают сильную болтанку самолетов часто при ясном небе. Известны случаи, когда самолет, попавший в систему горных волн, испытывал броски вниз на 300—400 м.

При очень сильных ветрах в результате срыва пограничного слоя на подветренной стороне хребта на уровне гребня возникают вихри с горизонтальной осью — так называемые роторы. Процесс их образования и сноса ветром носит квазипериодический характер, причем одновременно может существовать несколько

таких завихрений на различных расстояниях от оси хребта. Размеры роторов колеблются в широких пределах, зависят от размеров горных систем и могут достигать сотен метров. Это явление также представляет большую опасность для авиации.

Глава 10

Прогноз ветра

10.1. Ветер у поверхности Земли

Ветер у поверхности Земли редко бывает устойчивым. Как правило, он характеризуется чередованием кратковременных усилений (порывов) и ослаблений, а также пульсациями направлений. В прогнозе указываются средние * за некоторый момент времени направление и скорость ветра, а также их крайние значения и порывистость, если этого требуют интересы обслуживаемой отрасли народного хозяйства.

Прогноз среднего направления и скорости ветра основывается прежде всего на прогнозе поля давления, представленного на карте будущего положения барических образований и фронтов, полученной по факсимильным связям или построенной синоптиком самостоятельно. Но и при наличии прогностических карт нужно внимательно следить за скоростью перемещения барических образований и фронтов и за их эволюцией: углублением (заполнением) циклонов и ложбин, усилением (разрушением) антициклонов, гребней или отрогов. Необходимо следить также за поступлением штормовых оповещений и предупреждений центральных и местных органов службы погоды.

Составление прогноза ветра по прогностическим картам требует расчета градиентного ветра. Скорость ветра в приземном слое атмосферы связана с градиентным ветром V_{Γ} соотношением

$$V = kV_{\Gamma}. \quad (10.1.1)$$

Значение коэффициента k зависит от многих факторов: силы трения, суточного хода температуры и стратификации температуры и влажности воздуха, влияния на ветер местных особенностей циркуляции и рельефа, географической широты и др. Например, с увеличением скорости ветра и увеличением неустойчивости стратификации температуры воздуха значение поправочного коэффициента k в формуле (10.1.1) приближается к единице, а при малых градиентах температуры в приземном слое скорость

* Имеются в виду направление и скорость ветра, осредненные для известного небольшого промежутка времени, в течение которого производятся наблюдения за ветром на станциях.

ветра в дневные часы над сушей может в 2—3 раза превышать скорость градиентного ветра. Рассмотрим последовательно этапы предвычисления скорости ветра.

10.1.1. Определение градиентного ветра

Направление градиентного ветра определяется по направлению изобар, а скорость его при прямолинейном движении (геострофический ветер) — по градиентной линейке (рис. 10.1.1).

В случае криволинейных изобар при одном и том же барическом градиенте скорость градиентного ветра в циклоне меньше, а в антициклоне больше геострофического. Отклонение градиентного ветра от геострофического зависит от радиуса кривизны траектории частиц и скорости ветра. Чем меньше радиус кривизны и больше скорость ветра, тем больше его отклонение от геострофического. Поэтому влияние кривизны изобар следует учитывать при прогнозе хотя бы в случаях:

1) когда изобары в тылу циклонов приобретают антициклоническую кривизну вместо циклонической;

2) когда изобары на периферии антициклона в связи с приближением циклона приобретают циклоническую кривизну вместо антициклонической;

3) когда ожидается углубление ложбины или усиление гребня.

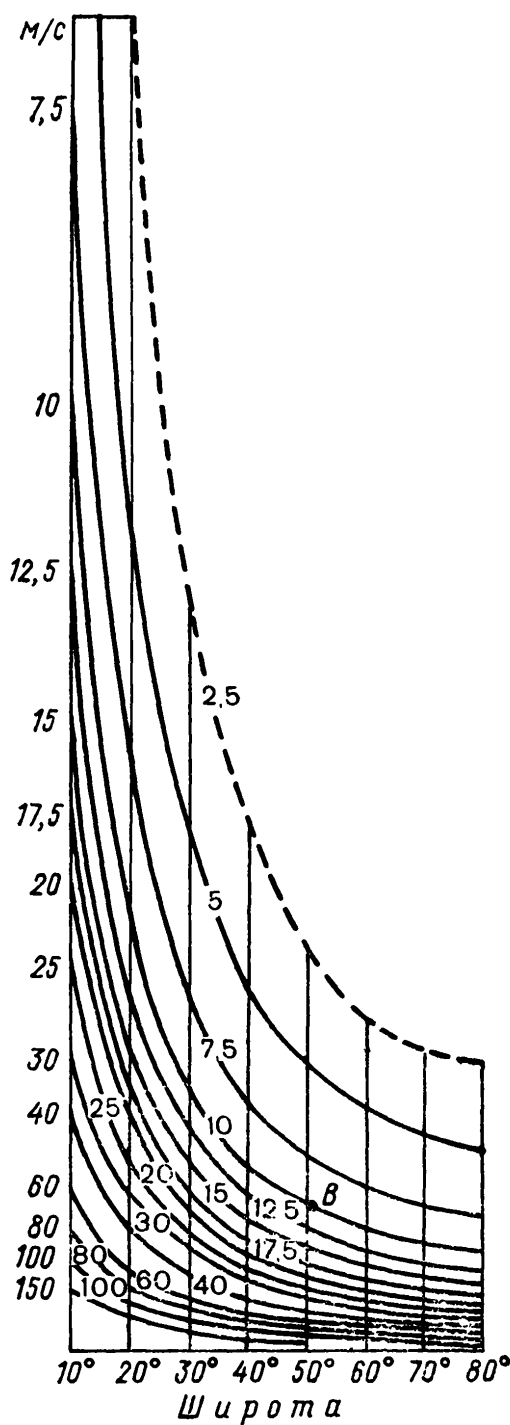


Рис. 10.1.1. Градиентная линейка для карт масштаба 1:15 000 000, (изогипсы проведены через 4 гп. дам, изобары — через 5 гПа).

10.1.2. Учет влияния на ветер силы трения

Действительный ветер у поверхности Земли вследствие действия силы трения отклоняется от изобар в сторону низкого давления, а скорость его в среднем меньше скорости градиентного ветра.

На море сила трения меньше, чем на суше. Поэтому над морем направление и скорость действительного ветра всегда ближе к градиентному, чем над сушей. Скорость действительного ветра над морем составляет приблизительно 0,7—0,8, а над сушей 0,5—0,6 скорости градиентного ветра. Над равнинной местностью действительный ветер ближе к градиентному, чем над холмистой.

В среднем угол между направлением ветра и касательной к изобаре в данном пункте составляет 15° над морем, 30° над сушей на равнине и 45° на холмистой местности. Следовательно, если, например, циклон смещается с моря на сушу, то в одной и той же части этого циклона при одинаковых направлениях и густоте изобар ветер над сушей совершит поворот против часовой стрелки примерно на 15° относительно ветра над морем, а скорость его уменьшится примерно на $1/4$.

При больших скоростях ветра отклонения его от градиентного меньше, чем при малых.

10.1.3. Влияние на скорость ветра суточного хода температуры и стратификации

На материке летом при безоблачной погоде, особенно в южной и западной частях антициклона, наблюдается резко выраженный ход скорости ветра. При этом барические градиенты могут быть весьма небольшими и не испытывать существенных изменений от ночи ко дню. В дневное время, когда в нагреваемом от поверхности Земли воздухе вертикальный градиент температуры до высоты 1 км приближается к 1°C на 100 м (к сухадиабатическому), скорость ветра при барических градиентах около 2 гПа на 1° меридиана (111 км) достигает скорости градиентного ветра. Когда же при значительном прогреве воздуха устанавливаются вертикальные градиенты температуры больше сухадиабатических (что обычно наблюдается при еще меньших барических градиентах), скорость действительного ветра может превышать скорость градиентного ветра в 2—3 раза. Ночью в это время года, когда вследствие выхолаживания образуются приземные инверсии, при малых барических градиентах скорость действительного ветра бывает в 2—3 раза слабее скорости градиентного.

Суточная амплитуда скорости ветра у поверхности Земли прямо пропорциональна суточной амплитуде температуры воздуха. При амплитуде температуры 15°C и больше скорость ветра (при одних и тех же барических градиентах в течение суток) от ночи к середине дня нередко может увеличиваться на 10 м/с и более.

Зимой и ранней весной, когда приземные инверсии имеют большую вертикальную протяженность или переходят непосредственно в инверсию оседания и почти не разрушаются в дневное время, скорость ветра как ночью, так и днем приблизительно

в 2 раза меньше градиентной скорости. Суточная амплитуда скорости ветра минимальна, когда имеется подынверсионная облачность и вследствие этого суточный ход температуры оказывается весьма малым. В циклоне при наличии облачности и более значительных барических градиентов, чем в антициклоне, суточный ход скорости ветра трудно обнаружить и в прогнозе его можно не учитывать.

Усиление ветра в дневное время весной и летом при безоблачной погоде связано с развитием вертикального перемешивания вследствие увеличения вертикального градиента температуры. Это подтверждается данными сопоставления скоростей ветра на различных уровнях в нижнем километровом слое воздуха по шаропилотным наблюдениям ряда станций за ночь—утро и день—вечер. Так, ночью и утром в весенние и летние месяцы скорость ветра на уровне флюгера значительно меньше, чем в слое 200—1000 м. Во второй половине дня скорость ветра на уровне флюгера практически не отличается от скорости ветра в слое 200—1000 м. При этом в результате интенсивного вертикального перемешивания скорость ветра одинакова на всех высотах от уровня флюгера до 1 км.

Таким образом, по данным утреннего ветрового зондирования при незначительном изменении давления в последующие 12 ч можно с достаточной степенью точности определить скорость ветра у поверхности Земли в дневное время. Как правило, она будет не меньше средней скорости ветра в слое до высоты 1 км по данным утреннего зондирования и не больше скорости ветра на высоте 500 м по тем же данным.

В области циклона при сплошной низкой облачности и больших барических градиентах суточный ход скорости ветра так же мал, как и суточный ход температуры. При небольших барических градиентах и значительных разрывах облачности суточный ход скорости ветра увеличивается и должен учитываться при прогнозе.

Для ориентировки при составлении прогноза скорости ветра в зависимости от ожидаемого барического градиента могут служить эмпирические графики, представленные на рис. 10.1.2 и 10.1.3. Эти графики построены по наблюдениям в степных и полустепных районах СССР для малооблачной погоды в южном и западном секторах антициклонов (изобары на исходной карте имеют антициклоническую кривизну).

При определении ожидаемой скорости ветра по этим графикам необходимо определить разности давлений в данном районе на 1° меридиана (111 км) по нормали к изобарам. Значения этой разности на графиках указаны на оси ординат. С помощью графика на рис. 10.1.2 скорость ветра у поверхности Земли определяется непосредственно. График на рис. 10.1.3 может служить для составления прогноза изменения скорости ветра от ночи ко дню и от дня к ночи. На горизонтальной оси этого графика нанесены значения отношения скоростей фактического ветра у поверхности

Земли V и градиентного ветра V_r . График показывает, что летом при барических градиентах у поверхности Земли больше 3,5 гПа на 1° меридиана можно указывать в прогнозе скорость ветра днем примерно такую же, как и ночью. При меньших барических градиентах скорость ветра в прогнозе на день должна даваться больше скорости, наблюдающейся ночью. Например, при барическом градиенте 1 гПа на 1° меридиана скорость факти-

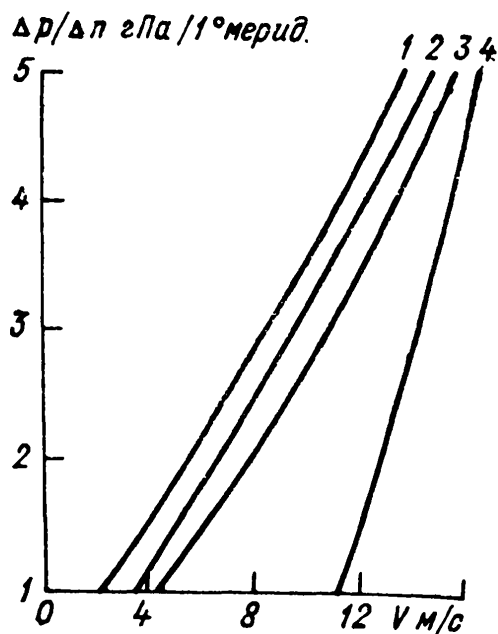


Рис. 10.1.2. График для прогноза скорости ветра.

1 — лето, ночь; 2 — зима, ночь;
3 — зима, день; 4 — лето, день.

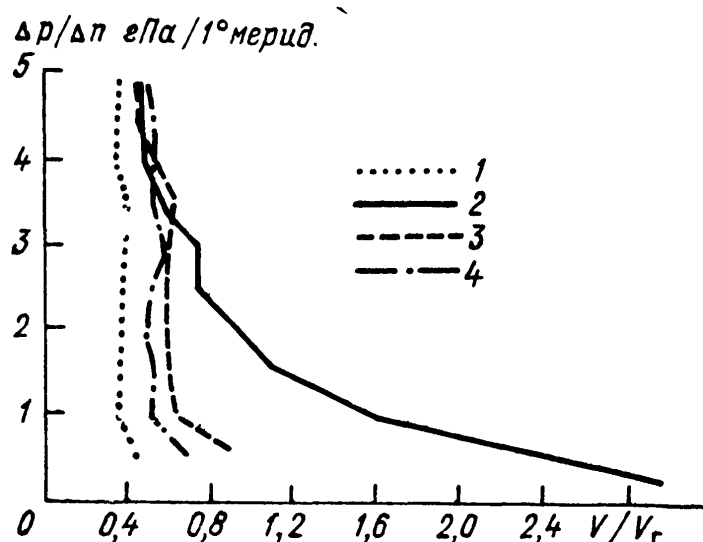


Рис. 10.1.3. Зависимость между отношением v/v_r и барическим градиентом $\Delta p/\Delta n$.

1 — лето, ночь; 2 — лето, день; 3 — зима, день; 4 — зима, ночь.

ческого ветра ночью составляет 0,4, а днем 1,6 градиентной скорости, т. е. вчетверо больше, чем ночью. Зимой при любом значении барического градиента, не изменяющемся в течение суток, ветер в прогнозе на ночь можно давать приблизительно таким же, как и на день.

Приведенные графики (рис. 10.1.2, 10.1.3) можно использовать только для условий, которые указаны выше. Для других условий подобные графики можно получить путем соответствующих эмпирических исследований.

10.1.4. Влияние на ветер местных особенностей рельефа и атмосферной циркуляции

При составлении прогноза ветра необходимо учитывать влияние на него местных орографических особенностей. Сведения об этом влиянии приведены в п. 9.6 и частично в п. 9.1. Поэтому здесь ограничимся несколькими дополнительными замечаниями.

Прежде всего отметим необходимость учета тех изменений

местных условий, которые могут возникнуть на пути перемещения воздушной массы. В качестве примера рассмотрим случай пересечения воздушной массы береговой линии.

Выше говорилось о том, что в однородном воздушном потоке, направленном с моря на сушу, ветер у поверхности Земли после пересечения береговой черты будет отклоняться влево и ослабевать; наоборот, в потоке, направленном с суши на море, ветер отклоняется вправо и усиливается. По той же причине при перемещении воздуха вдоль побережья линии тока в слое трения будут сближены, если суша находится вправо от воздушного потока, и разрежены, если слева. Так, например, при одном и том же градиенте при южных ветрах вдоль восточного берега Каспийского моря ветер усиливается, а при северных — ослабевает. Береговой эффект усиления (ослабления) ветра будет особенно ярко выражен там, где воздушный поток вынужден обтекать прилегающие к берегу горные цепи или плато.

Вследствие обтекания препятствия воздушным потоком происходит сближение линий тока и соответствующее усиление ветра у мысов, оконечностей горной цепи, плато или полуострова и, наоборот, разрежение линий тока и ослабление ветра в заливах, вогнутых частях горной цепи или плато.

Таким образом, в местах, где воздушный поток направлен по касательной к выпуклой береговой линии, образованной выступающими в море или озеро отрогами горной цепи или плато, и при этом суша остается справа от потока, ветер будет наиболее сильным. Так, например, при вторжении холодного воздуха с северо-запада в районе Баку отмечается северный ветер (бакинский норд), превосходящий по силе градиентный.

При обтекании воздушным потоком оконечностей и выступающих частей горных хребтов, плато, отдельно стоящих гор и холмов наблюдается усиление ветра с их наветренной стороны и ослабление с подветренной.

Усиление ветра у выпуклого гористого берега, хребта или плато будет еще более значительным перед фронтом вследствие сужения потока между указанными препятствиями и фронтальной поверхностью. Наиболее характерным является усиление ветра в воздушном потоке, почти параллельном выпуклому горному хребту, и перед фронтом, вытянутым вдоль береговой линии и приближающимся к ней. Предфронтальное усиление ветра заметно уже в 200—300 км перед фронтом.

Следующее замечание относится к горно-долинным ветрам. Необходимые для прогноза сведения о возможной толщине слоя распространения и скорости горно-долинных ветров приведены в табл. 10.1.1. В этой таблице меньшие значения вертикальной протяженности и скорости нижнего течения характерны для долин и ущелий длиной 15—20 км и главным образом для начальной стадии развития горного и долинного ветров, большие значения — для долин большей длины (50—75 км) и для времени наибольшего развития соответствующего ветра.

Обобщенные данные аэрологических исследований горно-долинных ветров

Время суток	Направление ветра в нижнем слое	Характеристика нижнего течения		Максимальная скорость		Характеристика верхнего и обратного течений	
		вертикальная протяженность, м	скорость у поверхности Земли, м/с	высота, м	значение, м/с	верхняя граница от дна долины, м	максимальная скорость, м/с
Ночь	Вниз по долине	200—600, иногда до 1000	1—3, иногда 4—6	Летом 0—50, зимой 100—300	6—9, иногда 3—4	1500—2000, не всегда обнаруживается	1—3
День	Вверх по долине	500—1000, иногда до 2000	2—4, иногда до 5—7	100—300, после полудня часто у земной поверхности	4—7	1200—2000, не всегда обнаруживается	1—3, иногда 4—7

10.1.5. Некоторые расчетные способы прогноза скорости ветра

В данном разделе излагаются четыре способа предвычисления скорости ветра у поверхности Земли. Эти способы рекомендуются как вспомогательные, дополнительно к основному синоптическому способу, использующему по возможности весь комплекс знаний и сведений, в частности, поступающую информацию о сильном ветре. В этом же разделе приводятся несколько формул для расчета местных ветров.

Первый способ позволяет рассчитать среднюю (в указанном выше смысле этого слова) скорость ветра заблаговременностью до 24—36 ч. В этом способе используются карты будущего приземного барического поля и положения фронтов, а также прогнозы распределения с высотой температуры воздуха, точки росы и ветра. Скорость ветра у поверхности Земли по прогностическим материалам заданной заблаговременности (например, 24 ч) рассчитывается по формуле вида

$$V = V_1 + \Delta V_{кр} + \Delta V_{фр} + \Delta V_{нс} + \Delta V_{обм} + \Delta V_{кв}. \quad (10.1.2)$$

В этой формуле первое слагаемое правой части представляет основную слагающую скорости ветра, зависящую от градиента давления и определяемую с учетом некоторых физико-географических условий. Остальные слагаемые представляют поправки: на кривизну изобар $\Delta V_{кр}$, на влияние атмосферных фронтов $\Delta V_{фр}$, на нестационарность в поле давления $\Delta V_{нс}$, на межуровенный обмен количеством движения $\Delta V_{обм}$ и на влияние нисходящих конвективных движений $\Delta V_{кв}$.

Расчет скорости ветра у поверхности Земли производится в следующем порядке.

1. Измеряется барический градиент ∇p_0 , выраженный в гПа/300 км, по разности давления в двух точках на нормали к изобаре на расстоянии 300 км друг от друга (по 150 км в каждую сторону от пункта, для которого ведется расчет ветра). Если этот пункт оказывается в зоне резко изменяющегося по нормали градиента давления, либо вблизи центра циклона или антициклона, то при достаточном здесь числе данных о ветре барический градиент определяется по разности давления в точках на нормали к изобаре, взятых на расстоянии 150, 100 и даже 50 км друг от друга, с последующим приведением этой разности к расстоянию 300 км.

2. По значению градиента давления ∇p_0 с помощью графика (рис. 10.1.4) определяется величина V_1 . Для этого от значения ∇p_0 на верхней шкале оси абсцисс нужно подняться до пересечения со сплошной кривой, соответствующей местным физико-географическим условиям пункта прогноза, затем переместиться по горизонтали вправо или влево (в зависимости от широты пункта, по которому рассчитывается прогноз) до пересечения с прерывистой кривой, соответствующей этой широте, опуститься до нижней шкалы у оси абсцисс, и на ней отсчитывать значение скорости ветра. Если пункт, для которого рассчитывается ветер, находится в небольшом циклоне с радиусом менее 500 км, то следует использовать те сплошные кривые на рис. 10.1.4, которые применяются при уменьшении барического градиента со временем, независимо от знака его действительного изменения.

Например, при $\nabla p_0 = 5$ гПа/300 км и при увеличении этого градиента давления со временем скорость ветра в открытой части моря (кривая 4 на рис. 10.1.4) составит 8 м/с для широты 60° и 17 м/с для широты 25° . Построение для данного примера (при $\varphi = 25^\circ$) на рис. 10.1.4 изображено ломаной пунктирной линией.

3. Вводится поправка на кривизну изобар $(\Delta V)_{кр}$. При резко выраженной антициклонической кривизне поправка (в м/с) берется равной $+0,3\nabla p_0$ на широтах φ от 55 до 90° и $+0,4\nabla p_0$ на широтах от 35 до 50° . При резко выраженной циклонической кривизне поправка для всех указанных широт берется равной $-0,1\nabla p_0$. Здесь градиент давления ∇p_0 выражен в гПа/300 км.

4. Вносится поправка на влияние атмосферных фронтов $\Delta V_{фр}$, равная $+2$ м/с. В случае прохождения теплого фронта или фронта окклюзии по типу теплого фронта поправка вводится, когда изобары у линии фронта в холодном воздухе направлены с юго-запада, юга или юго-востока. При других направлениях изобар указанная поправка вводится в случае прохождения холодного фронта или фронта окклюзии по типу холодного фронта.

5. Вводится поправка на нестационарность барического поля $\Delta V_{нс}$ в случаях выхода в район, по которому составляется прогноз ветра, быстро перемещающегося или сильно углубляющегося циклона, когда угол между направлениями изобар и ветра приближается к 90° .

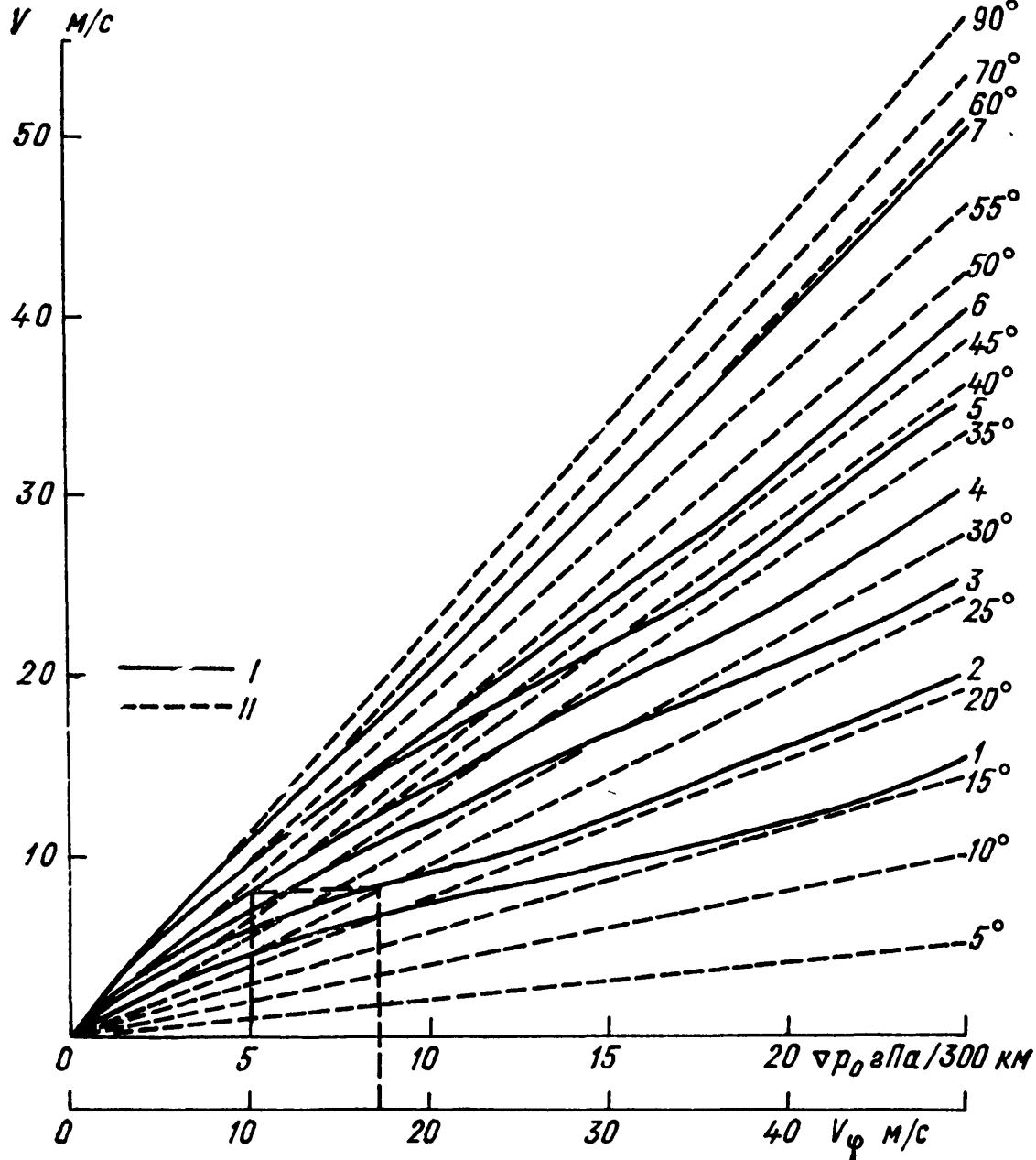


Рис. 10.1.4. График для расчета скорости приземного ветра при различных физико-географических условиях (I) и на различных широтах (II).

Физико-географические условия:

равнина, низкие берега,

1 — при увеличении
2 — при уменьшении

барического градиента со временем (от исходного срока до момента, для которого рассчитан прогноз);

невысокие (20—30 м) берега заливов, рек; ветер с берега или суша слева от потоков воздуха; ветер поперек залива, долины равнинной реки или в направлении их расширения; длинные узкие заливы с большой шероховатостью (сильная изрезанность берегов, шхеры и т. д.),

2 — при увеличении
3 — при уменьшении

барического градиента со временем;

высокие берега (100—200 м), изрезанные речными долинами; ветер дует вдоль берегов или вдоль долин; вдоль заливов или долин равнинных рек в сторону их сужения; поперек проливов; ветер с моря; низкие острова; береговой ветер на станциях, имеющих превышение над морем 50—100 м, или когда суша остается слева от потока воздуха,

3 — при увеличении
4—5 — при уменьшении

барического градиента со временем;

мысы, высокие острова, ветер вдоль проливов, горных долин; ветер на станциях, возвышающихся над морем на 50—100 м, когда суша остается справа от потока воздуха,

4—5 — при увеличении
5—6 — при уменьшении

барического градиента со временем;

ветер с моря (или с равнины) на станциях, имеющих превышение 50—200 м и более,

6 — при увеличении
7 — при уменьшении

барического градиента со временем;

открытая часть моря,
4 — при увеличении
5 — при уменьшении

барического градиента со временем

В зависимости от ожидаемого градиента давления ∇p_0 принимаются следующие значения поправки $\Delta V_{\text{нс}}$:

∇p_0 гПа/300 км	1—10	11—12	13—14	15	16—17	18—19	20	21—22	23—24	25
$\Delta V_{\text{нс}}$ м/с	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5

6. Вводится поправка $\Delta V_{\text{обм}}$ на межуровенный обмен количеством движения в случаях, когда ожидается неустойчивая стратификация атмосферы в слое от поверхности Земли до уровня конвекции или сухадиабатическое распределение температуры с высотой ($\gamma = 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$) до верхней границы распространения сухадиабатического градиента. Эта поправка равна $0,6(V_{\text{max}} - V_0)$. Символ V_{max} означает скорость ветра, максимальную в указанном слое, определенную по прогностическим картам абсолютной барической топографии; V_0 — скорость приземного ветра, вычисленная по формуле (10.1.2), но без учета $\Delta V_{\text{обм}}$ и $\Delta V_{\text{кв}}$. При прогнозе заблаговременностью не более 12 ч для определения V_{max} можно воспользоваться данными о фактической скорости ветра на разных уровнях в исходный срок.

7. Вводится поправка $\Delta V_{\text{кв}}$ на влияние конвективных нисходящих движений. Это поправка, выраженная в м/с, рассчитывается по формуле

$$\Delta V_{\text{кв}} = \frac{\overline{W} \overline{V} \cos \varphi}{1,8 \nabla p_0}, \quad (10.1.3)$$

где ∇p_0 — градиент давления в гПа/300 км, \overline{W} — средняя (по высоте и времени) скорость вертикальных конвективных движений в кучево-дождевых облаках в см/с, \overline{V} — скорость ветра, вычисленная по формуле (10.1.2), но с учетом лишь первого и второго слагаемых в ее правой части. Например, на широте $\varphi = 60^\circ$ при $\nabla p_0 = 1$ гПа/300 км, $\overline{W} = 100$ см/с, $\overline{V} = 2$ м/с получим $\Delta V_{\text{кв}} = 5,5$ м/с.

Рассмотрим некоторые случаи учета адаптации полей ветра и давления. Скорость ветра, рассчитанная по полю фактического приземного давления за какой-либо срок, не вполне точно совпадает с данными наблюдений за ветром в тот же срок. Это вызвано, в частности тем, что взаимное приспособление полей давления и ветра в атмосфере происходит не мгновенно, а в течение 3—6 ч. В результате в каждый последующий момент времени ветер в том или ином пункте определяется барическим градиентом, наблюдавшимся в этом пункте в некоторый предыдущий момент времени. В квазистационарном случае поля давления и ветра адаптированы, и разность между фактической и рассчитанной скоростями ветра незначительна.

Адаптация полей ветра и давления частично учитывается в прогнозе при использовании кривых 1—7 на рис. 10.1.4, поскольку эти кривые получены отдельно для случаев увеличения и уменьшения градиента давления со временем. Дополнительно следует иметь в виду, что скорость ветра, рассчитанная для данного пункта (района) для некоторого момента времени t , более вероятна в период от t до $(t+6 \text{ ч})$ в случаях ожидаемого прохождения относи-

тельно больших барических образований радиусом более 500 км и от t до $(t-6 \text{ ч})$ — в случаях малых возмущений радиусом менее 500 км.

Второй способ применим для расчета максимальной скорости V_{\max} ветра при порывах в прогнозе на ближайшие 8—12 ч от срока вертикального зондирования и при наличии между поверхностью Земли и уровнем 2 км одного или нескольких слоев со

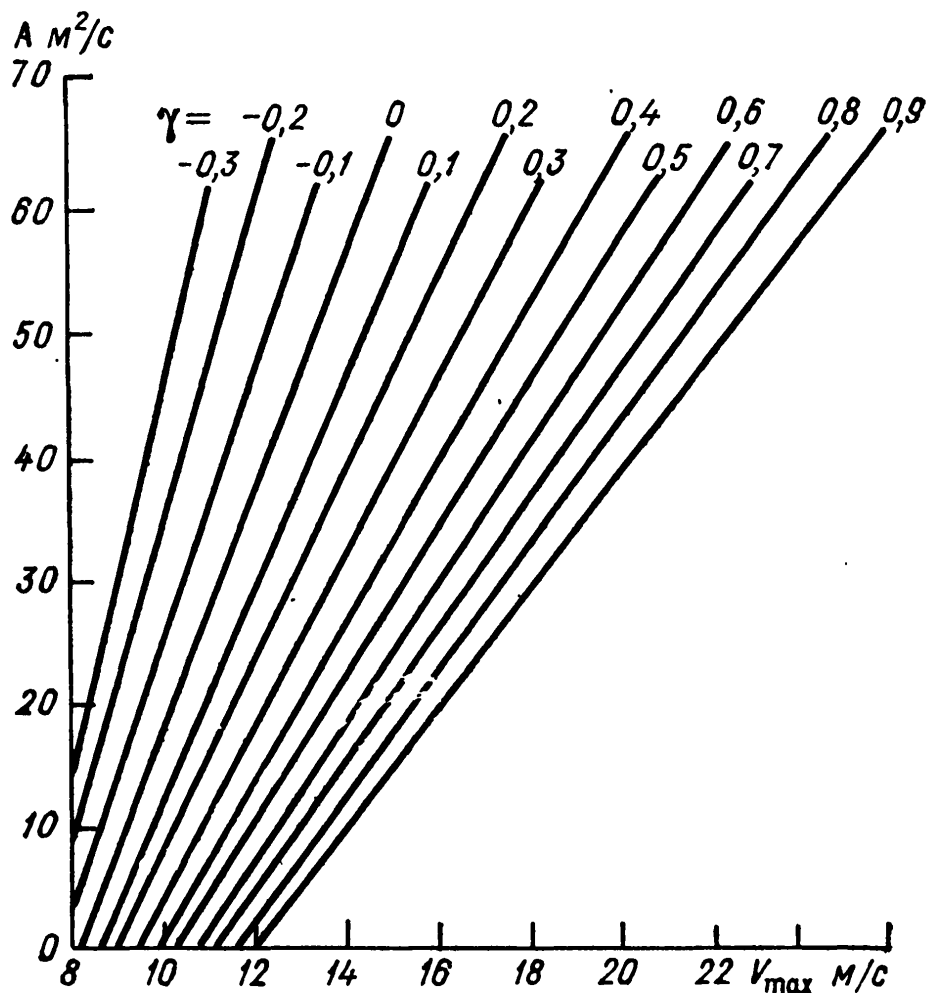


Рис. 10.15. График для определения максимальной скорости ветра при порывах.

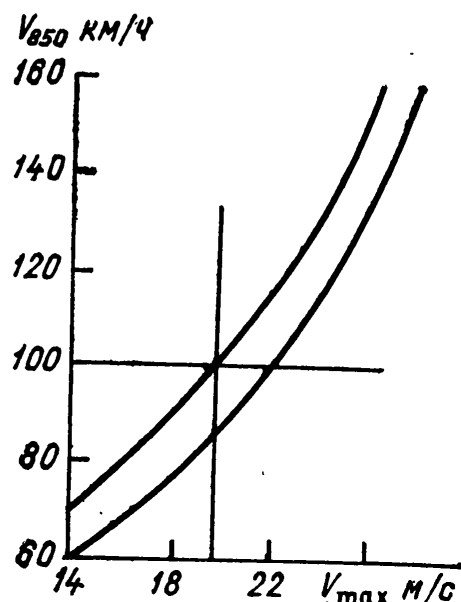
скоростью ветра ≥ 15 м/с. При этих условиях величину V_{\max} можно определить по значениям $A = V_m \Delta h / 1000$ и $\bar{\gamma}$, используя график (рис. 10.15). Здесь V_m — наибольшая (до высоты 2 км) скорость ветра, причем если V_m имеет одно и то же значение на нескольких уровнях, то за уровень наибольшего ветра принимается более низкий из них; Δh — толщина слоя (или суммарная толщина слоев, если их несколько), в котором скорость ветра ≥ 15 м/с. Если $V_m < 30$ м/с, то слои инверсии и изотермии между поверхностью Земли и уровнем 2 км, где скорость ветра ≥ 15 м/с, в толщину слоя Δh не включаются. Величина $\bar{\gamma}$ — разность между температурами воздуха у поверхности Земли на уровне наибольшего ветра, деленная на высоту этого уровня, выраженную в сотнях метров.

При определении \bar{y} следует брать температуру воздуха у поверхности Земли, предвычисленную на ближайшие 8—12 ч. Результаты расчета относятся к территории радиусом не более 150 км от пункта радиозондирования.

Третий способ применим при прогнозе на текущий день по пункту, расположенному (в соответствии с прогнозом) на линии холодного фронта у поверхности Земли, если данные утреннего зондирования отсутствуют. Согласно этому способу максимальная скорость ветра при порывах V_{\max} равна

$$V_{\max} = 0,7 \sqrt{\left(\frac{4,8}{\sin \varphi}\right)^2 [\nabla p^2 + \alpha^2 \nabla T^2]} + 100, \quad (10.1.4)$$

Рис. 10.1.6. График для прогноза максимальных порывов ветра у Земли (V_{\max}) по скорости ветра в мезоструе на поверхности 850 гПа (V_{850}).



где ∇p — отнесенная к расстоянию 111 км разность ожидаемого давления в двух точках, лежащих на линии фронта (эти точки следует брать на расстоянии не более 120 км друг от друга, т. е. не более 60 км в каждую сторону от пункта, по которому предвычисляется V_{\max}). Величина ∇T , выраженная в $^{\circ}\text{C}/50$ км, определяется по разности между ожидаемыми приземными температурами в пункте, по которому предвычисляется V_{\max} , и в холодном воздухе на расстоянии 50 км от этого пункта, т. е. от линии фронта; $\alpha = 1$ гПа на 1° меридиана — переводной множитель.

Четвертый способ предназначен для прогноза максимальной скорости ветра при порывах заблаговременностью около 24 ч. Эта скорость определяется по ожидаемой скорости ветра на поверхности 850 гПа с помощью графика (рис. 10.1.6). Например, при скорости ветра 100 км/ч на поверхности 850 гПа максимальная скорость ветра при порывах у поверхности Земли, согласно этому графику, равна 20—22 м/с.

Далее укажем некоторые расчетные способы прогноза местных ветров, которые в ряде бюро погоды используются в качестве вспомогательных или основных.

При барических градиентах $\nabla p \geq 0,5$ гПа/111 км скорость ветра при бризе на побережье морей (озер) может достигать 10 м/с.

и более. Для расчета скорости ветра при бризе служит формула

$$V = 0,55 \sqrt{\left(\frac{4,8}{\sin \varphi}\right)^2 (\nabla p^2 + 0,2\alpha^2 \Delta T^2) + 25}. \quad (10.1.5)$$

Здесь ∇p — составляющая градиента давления, направленная вдоль береговой линии, которая определяется по прогностической карте давления для 12—15 ч текущего дня (для морских или озерных бризов) либо для 3—6 ч (для береговых бризов). Значение ΔT определяется как ожидаемая разность температур воз-

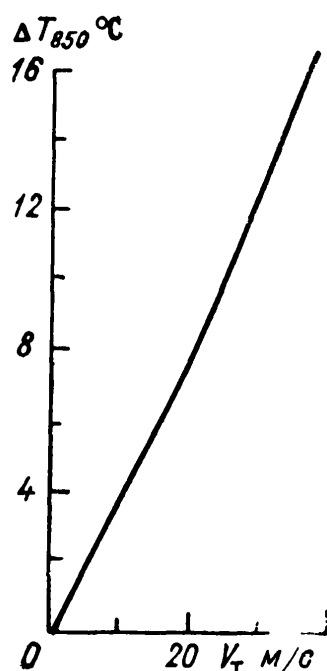


Рис. 10.1.7. Зависимость скорости ветра V_T от значений контраста температуры ΔT_{850} над горами в зоне холодного фронта.

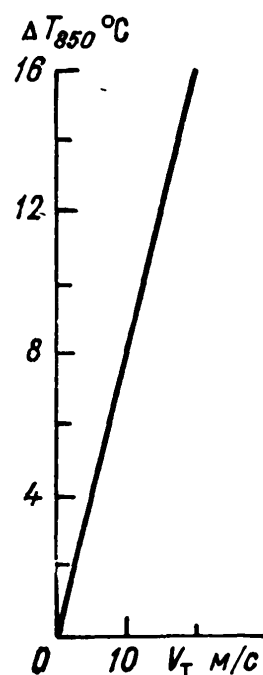


Рис. 10.1.8. Зависимость скорости ветра V_T от значений контраста температуры ΔT_{850} над горами перед теплым фронтом.

духа для соответствующего времени суток у береговой черты и на суше на расстоянии 50—60 км от берега.

Расчет скорости горно-долинного ветра, как и бризов, производится по формуле (10.1.5). При этом значение ∇p определяется по значениям давления поперек склона долины; $\Delta T = T_1 - T_2$, где T_1 — температура (максимальная для долинного ветра и минимальная для горного) вблизи верховьев долины, T_2 — температура в свободной атмосфере на этой же высоте у низовьев долины (по аэрологическим данным за 3 или 9 ч для долинного ветра и за 15 или 21 ч для горного).

Для приближенного расчета скорости ветра при боре можно использовать формулу

$$V = V_T + V_{\Gamma} + V_{\Pi}, \quad (10.1.6)$$

где V_T — некоторая скорость, зависящая от контраста температуры на поверхности 850 гПа над горами, V_{Γ} — скорость градиентного ветра на этом же уровне, $V_{\Pi} = 6$ м/с — скорость, обусловленная ускорением свободного падения при опускании холодного воздуха

от вершины горного хребта до поверхности моря (озера). Скорость V_T определяется с помощью графиков (рис. 10.1.7 и 10.1.8).

Время начала боры совпадает с моментом ожидаемого подхода к побережью холодного фронта на поверхности 850 гПа либо приближения теплого фронта на этой поверхности, когда впереди него холодный воздух натекает на горный хребет.

При составлении прогноза рассчитываются значения скорости V_T и контраста температуры на поверхности 850 гПа на момент ожидаемого прохождения фронта. В теплое время года (с мая по сентябрь) очень важно учитывать трансформацию холодного воздуха. Например, для Новороссийска в это время года при перемещении холодного воздуха с севера на юг трансформационное повышение температуры составляет примерно 6—7 °С за сутки.

Ввиду разнообразия местных орографических особенностей не исключается возможность применения и других способов расчета скорости ветра при боре и ее разновидностях, в частности использования формулы

$$V = \sqrt{2gh \frac{T_1 - T_2}{T_1}}, \quad (10.1.7)$$

где g — ускорение свободного падения (9,8 м/с²), h — высота падения холодного воздуха (метры); T_1 и T_2 — температуры теплой и холодной масс воздуха.

Формула (10.1.7) дает скорость ветра, обусловленного лишь стоком холодного воздуха. Поскольку при пересечении перевала воздушный поток сужается, действительная скорость ветра может оказаться несколько больше.

Для прогноза скорости ветра при бакинском норме, когда градиент давления направлен вдоль западного побережья Каспийского моря, можно использовать следующую формулу:

$$V = 0,7 \sqrt{160 \nabla p_0 + V_0^2}, \quad (10.1.8)$$

где ∇p_0 — разность давления (гПа) в Махачкале и Баку, V_0 — скорость ветра в Махачкале. Например, при $\nabla p_0 = 5$ гПа и $V_0 = 10$ м/с получаем $V = 21$ м/с.

Данный способ позволяет прогнозировать скорость северного ветра в Баку с заблаговременностью более 6 ч.

10.1.6. Ветер в слое трения (от поверхности Земли до 1—1,5 км)

Ветер в слое от поверхности Земли до 1—1,5 км сильно зависит от силы трения. Поэтому при прогнозе простая интерполяция не может дать удовлетворительных результатов.

При отсутствии данных о ветре в слое трения скорость V и направление d ветра на высоте h над уровнем флюгера можно приближенно рассчитать по следующим эмпирическим формулам,

полученным по центральной части Европейской территории СССР для холодного полугодия:

$$V_h = V_0 + k_v (V_\beta - V_0), \quad (10.1.9)$$

$$d_h = d_0 + k_d (d_\beta - d_0), \quad (10.1.10)$$

где d_0 и V_0 — направление и скорость ветра у поверхности Земли (на уровне флюгера), d_β и V_β — направление и скорость ветра на верхней границе пограничного слоя. Для невысоко расположенных пунктов на равнинной местности вместо d_β и V_β можно принять направление и скорость ветра на поверхности 850 гПа. Значения коэффициентов k_v и k_d при различных h следующие:

h м	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
k_d	0	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0
k_v	0	0,4	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0

Приведенные значения k_d и k_v получены при некоторых осредненных значениях стратификации T в пограничном слое. В случаях наличия в этом слое мощной инверсии для уровней, лежащих под инверсией, значения k_d и k_v будут несколько меньше приведенных. Наоборот, при неустойчивой стратификации T в пограничном слое значения k_v и k_d будут несколько больше приведенных (приближаются к единице на всех уровнях).

При прогнозе ветра в горной местности необходимо принимать во внимание следующее. В горных долинах, котловинах и ущельях направление ветра может совершенно не согласовываться с приземным барическим полем. Оно зависит от ориентировки долин и ущелий. При малых барических градиентах здесь будут господствовать горно-долинные ветры. Необходимые сведения для их прогноза указаны в табл. 10.1.1.

На побережье морей и озер следует учитывать в прогнозе ветра влияние бризов, которые распространяются до высоты 1—1,5 км над морем и до 0,5—1,0 км над большим озером.

10.2. Прогноз ветра на высотах

Прогноз ветра на высотах составляется главным образом по прогностическим картам абсолютной топографии поверхностей 850, 700, 500, 400, 300, 200 гПа и др. Эти карты предвычисляются на ЭВМ на 12, 18, 24 и 36 ч по данным двух основных сроков наблюдений, 3 и 15 ч.

Если необходимо составить прогноз ветра на уровне, который располагается вблизи какой-либо из только что указанных изобарических поверхностей, то используется прогностическая карта АТ этой поверхности. Так, для прогноза ветра на высотах 1,5, 3, 5, 7, 9 и 12 км используются соответственно прогностические карты абсолютной топографии поверхностей 850, 700, 500, 400, 300 и 200 гПа. Если требуется составить прогноз ветра на уровне, ле-

жащем между указанными поверхностями, то такой прогноз может быть получен путем интерполяции данных двух соответствующих изобарических поверхностей, при условии, что между ними отсутствует слой максимального ветра. Например, для прогноза ветра на высоте 6 км используются прогностические карты AT_{500} и AT_{400} , а для прогноза ветра на высотах 10 и 11 км — карты AT_{300} и AT_{200} .

Случай, когда между указанными изобарическими поверхностями находится слой максимального ветра, рассмотрены в гл. 8.

Приближенно можно принять, что направление ветра на высотах совпадает с направлением изогипс. Однако в резко выраженных высотных барических гребнях и ложбинах, в областях резкой сходимости или расходимости изогипс при одновременном изменении их кривизны в направлении потоков, а также над горными районами направление ветра обычно отклоняется от направления изогипс. Несовпадение направления ветра с направлением изогипс возможно в зоне фронта, а также в месте пересечения изобарических поверхностей 300 или 200 гПа с тропопаузой. Ветер на поверхности 500 гПа в высоких и средних широтах отклоняется от градиентного в 50 % случаев менее чем на 10° и в 67 % случаев менее чем на 15° . Наиболее часто углы отклонения воздушного потока от изогипс на поверхности 300 гПа укладываются в интервале $0-6^\circ$, а в 85 % случаев не превышают 20° . В среднем угол отклонения больше при движении воздуха в сторону высокого давления, чем при его движении в сторону низкого давления. Ветер в гребнях и ложбинах отклоняется от изогипс в среднем на $10-13^\circ$. Таким образом, отклонения направления ветра от градиентного в среднем близки к точности определения направления ветра на аэрологических станциях.

Скорость ветра определяется на прогностических картах с помощью градиентной линейки (см. рис. 10.1.1). Эта линейка дает скорость геострофического ветра, т. е. скорость градиентного ветра при прямолинейных параллельных изогипсах.

Как известно, при одинаковых барических градиентах отношение скорости градиентного ветра к скорости геострофического ветра в циклоне меньше, а в антициклоне больше единицы. Значение этого отношения зависит от радиуса кривизны траектории движения воздуха, скорости геострофического ветра и географической широты.

Для определения скорости градиентного ветра при криволинейных изогипсах по измеренной скорости геострофического ветра и радиусу кривизны изогипс построены номограммы: первая для циклонически (рис. 10.2.1) и вторая — для антициклонически (рис. 10.2.2) искривленных изогипс.¹ На номограмах проведены наклонные линии одинаковых значений отношения градиентной скорости ветра к геострофической. На осях ординат с левой стороны

¹ При использовании графика для определения коэффициента перехода необходимо перевести скорость геострофического ветра в км/ч.

номограмм указан радиус кривизны в километрах, а с правой — в градусах меридиана.

Радиус кривизны изогипс довольно просто определяется с помощью номограммы, приведенной на рис. 10.2.3. Номограмма представляет сочетание сопряженных дуг, описанных радиусами различной величины. Значения радиусов (в масштабе карты) показаны стрелками, проведенными к середине каждой дуги. Подобрать дугу, соответствующую кривизне изогипс в окрестности ин-

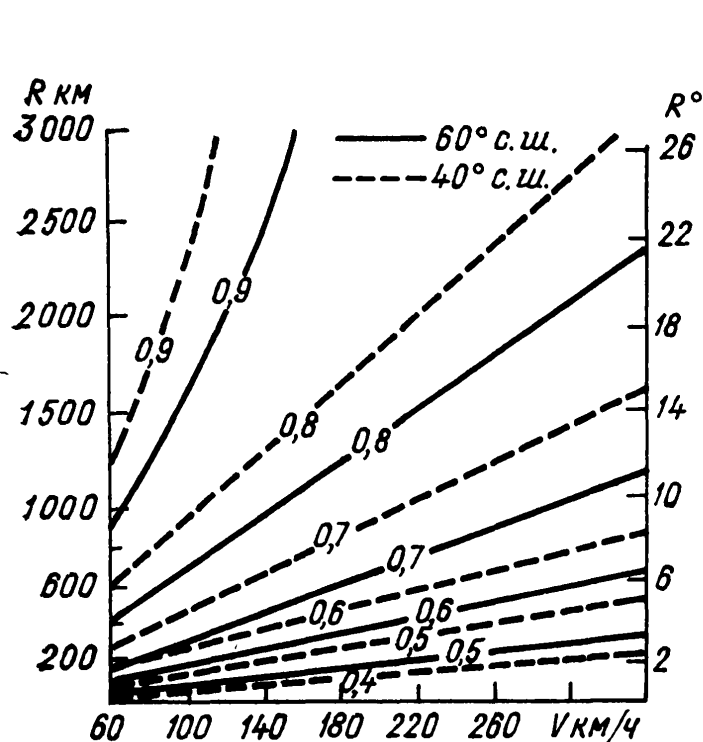


Рис. 10.2.1. Номограмма для определения коэффициентов перехода от геострофического ветра к градиентному при циклонической кривизне изогипс (траекторий).

R — радиус кривизны изогипс, V — скорость геострофического ветра.

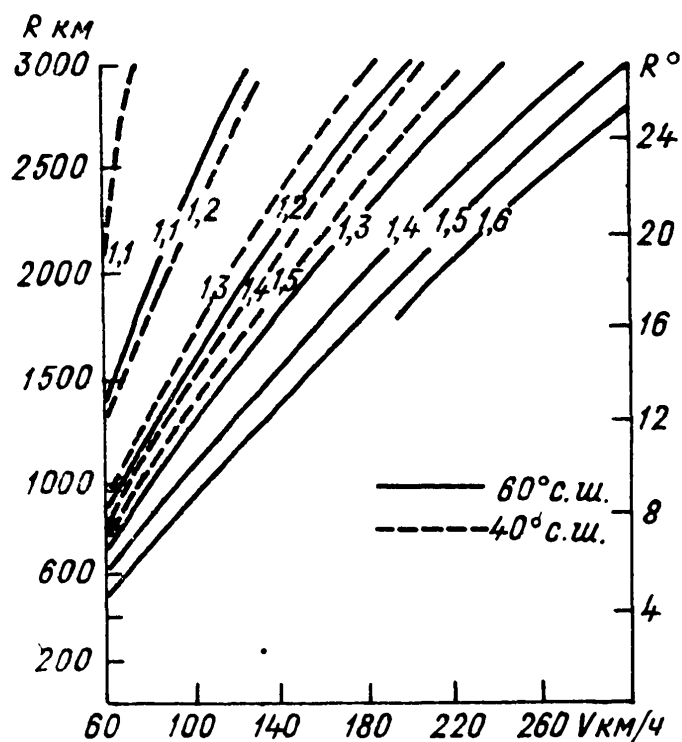


Рис. 10.2.2. Номограмма для определения коэффициента перехода от геострофического ветра к градиентному при антициклонической кривизне изогипс (траекторий).

R — радиус кривизны изогипс, V — скорость геострофического ветра.

тересующей нас точки, определяем значение радиуса, которым описана дуга (изогипса).

Номограмма строится следующим образом. Из точки o описывается дуга ab радиусом, соответствующим в масштабе карты 3000 км. При этом угол α , образованный радиусами oa и ob , берется равным 10° . От точки b на радиусе ob откладывается отрезок bo_1 , соответствующий 2500 км, и из точки o_1 радиусом o_1b описывается вторая дуга bc , сопряженная с дугой ab , и т. д.

Измерив скорость геострофического ветра и радиус кривизны изогипс, находим по соответствующей номограмме значение поправочного множителя. Например, при циклонической кривизне изогипс с радиусом 600 км и скорости геострофического ветра 180 км/ч поправочный множитель на широте 60° будет 0,7. Следовательно, скорость градиентного ветра равна $180 \cdot 0,7 = 126$ км/ч.

В тех случаях, когда по измеренным значениям скорости фактического ветра и радиусу антициклонической кривизны изогипс нельзя определить по номограмме скорость градиентного ветра, берутся значения скорости геострофического ветра. Разница скоростей геострофического и действительного ветра в большинстве случаев не превышает 20 %, т. е. укладывается в пределы допустимой ошибки прогноза скорости ветра.

На поверхности 300 гПа использование геострофического ветра в 50 % случаев приводит к ошибке в определении скорости ветра, равной 30 % и более значения самой скорости, тогда как исполь-

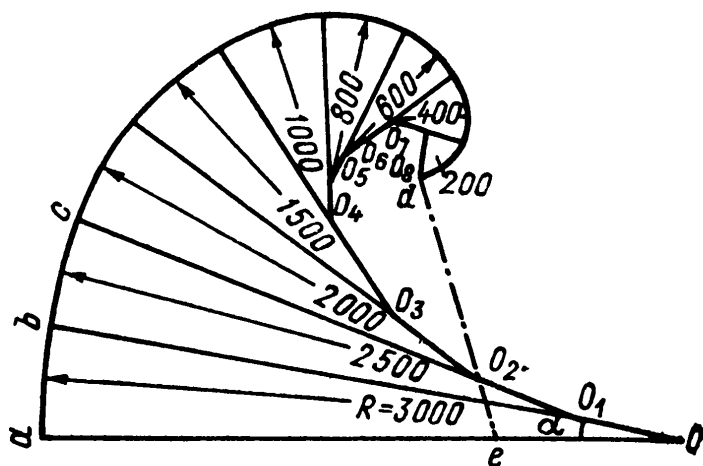


Рис. 10.2.3. Номограмма для определения радиуса кривизны изогипс.

зование градиентного ветра в 50 % случаев обуславливает ошибку, составляющую лишь 11 % значения скорости.

При радиусах кривизны антициклонических изогипс поверхности 300 гПа, превышающих предельные для соответствующих барических градиентов, скорость геострофического ветра в 55 % случаев отличается от скорости действительного ветра не более чем на 20 % и в 73 % случаев — не более чем на 30 %. При прямолинейных изогипсах AT_{300} скорость геострофического ветра на поверхности 300 гПа в 74 % случаев отличается от действительной скорости не более чем на 20 %.

При криволинейных изогипсах градиентный ветер на любом уровне отличается от действительного меньше, чем геострофический ветер. При циклонической кривизне изогипс с радиусом более 1000 км скорость градиентного ветра на поверхности 300 гПа в 77 % случаев отличается от действительной не более чем на 20 %, а скорость геострофического ветра — только в 66 % случаев. При антициклонической кривизне изогипс с радиусом кривизны менее 1000 км действительная скорость в 72 % случаев отличается от вычисленной градиентной менее чем на 20 % и с радиусом кривизны 1000 км и более — в 70 % случаев.

В области струйных течений скорость действительного ветра отклоняется по модулю от градиентной скорости чаще, чем вне струйных течений.

Прогноз температуры воздуха

11.1. Факторы, влияющие на изменения температуры воздуха

Из первого начала термодинамики следует, что изменения температуры воздуха в некоторой точке атмосферы могут быть вычислены по формуле

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\gamma_c - \gamma}{g\rho} \tau + \frac{\varepsilon}{c_p}, \quad (11.1.1)$$

где T — температура воздуха, u и v — составляющие фактического ветра, $\gamma = -\partial T/\partial z$ и $\gamma_c = Ag/c_p$ — фактический и сухоадиабатический вертикальные градиенты температуры, A — термический эквивалент работы, g — ускорение свободного падения, ρ — плотность воздуха, c_p — удельная теплоемкость воздуха при $p = \text{const}$, p — атмосферное давление, $\tau = dp/dt \approx -g\rho\omega$, ω — вертикальная скорость, ε — приток тепла за время δt , отнесенный к единице массы воздуха.

Из уравнения (11.1.1) следует, что локальное изменение температуры воздуха $\partial T/\partial t$ зависит от горизонтальной адвекции, вертикальных движений воздуха и притока тепла.

11.1.1. Адвективные изменения температуры воздуха

Для локальных изменений температуры воздуха, обусловленных его горизонтальным перемещением, т. е. адвекцией, введем обозначение $(\partial T/\partial t)_a$. Заменяя в первом члене уравнения (11.1.1) величины u и v соответственно из уравнений движения, пренебрегая в них силой трения и слагаемыми, зависящими от z , получаем

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_a = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) = - \frac{1}{l} (T, H) + \\ + \frac{1}{l} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial t} \right), \end{aligned} \quad (11.1.2)$$

где $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, H — геопотенциал.

Адвективные изменения температуры нередко превышают 10°C за несколько часов, например при прохождении фронтальных разделов, и представляют одно из основных слагаемых уравнения (11.1.1). Первый и второй члены правой части уравнения (11.1.2) — это изменения температуры вследствие горизонтального переноса воздуха, только в первом случае — со скоростью геостро-

фического ветра, а во втором — со скоростью, пропорциональной отклонению фактического ветра от геострофического.

Для качественного определения изменений температуры, обусловленных геострофической адвекцией, первый член правой части уравнения (11.1.2) можно записать в виде

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_a = -\frac{1}{l} \frac{\partial T}{\partial v} \frac{\partial H}{\partial n} \sin \alpha, \quad (11.1.3)$$

где α — угол отклонения изотермы от изогипсы ($\alpha > 0$ при отклонении изотермы влево, $\alpha < 0$ при отклонении вправо); $\partial T / \partial v$ — горизонтальный градиент температуры на рассматриваемой изобарической поверхности; $\partial H / \partial n$ — градиент абсолютного геопотенциала на этой же поверхности.

Из формулы (11.1.3) следует, что $(\partial T / \partial t)'_a = 0$, если изотермы параллельны изогипсам карт АТ; $(\partial T / \partial t)'_a > 0$, если изотермы отклонены вправо от изогипс, т. е. если наблюдается адвекция тепла, и $(\partial T / \partial t)'_a < 0$, если изотермы отклонены влево от изогипс, т. е. если наблюдается адвекция холода. Чем гуще изогипсы и изотермы на картах АТ и чем ближе к 90° угол между ними, тем больших абсолютных значений достигает $(\partial T / \partial t)'_a$.

Адвективные изменения температуры на некоторой изобарической поверхности определяют путем построения горизонтальных траекторий воздушных частиц.

Если при построении траектории используются данные наблюдений за ветром, то величина $(\partial T / \partial t)_a$ определяется по формуле (11.1.2). Способы построения траекторий описаны в гл. 3.

11.1.2. Изменения температуры вследствие вертикальных перемещений воздуха

Для локальных изменений температуры воздуха, обусловленных вертикальными движениями, введем обозначение $(\partial T / \partial t)_\tau$. Согласно уравнению (11.1.1) в не насыщенном водяным паром воздухе

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\tau = \frac{\gamma_c - \gamma}{g\rho} \tau. \quad (11.1.4)$$

При устойчивой стратификации температуры в атмосфере ($\gamma < \gamma_c$) в случае восходящих движений ($\tau < 0$) температура воздуха, согласно уравнению (11.1.4), понижается, а в случае нисходящих движений ($\tau > 0$) — повышается.

При неустойчивой стратификации температуры в атмосфере ($\gamma > \gamma_c$), наоборот, в случае восходящих движений $(\partial T / \partial t)_\tau > 0$, а в случае нисходящих движений $(\partial T / \partial t)_\tau < 0$. Если $\gamma = \gamma_c$, т. е. если стратификация безразличная, температура воздуха вследствие вертикального переноса не изменяется.

Для воздуха, насыщенного водяным паром, в формулу (11.1.4) вместо γ_c вводится γ_v — влажноадиабатический вертикальный градиент температуры, поэтому

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\tau = \frac{\gamma_v - \gamma}{g\rho} \tau. \quad (11.1.5)$$

Локальные изменения температуры, обусловленные упорядоченными вертикальными движениями воздуха в атмосфере, близки к ее адвективным изменениям и могут достигать 5—10°C за 12 ч.

Упорядоченные вертикальные движения существенно влияют на распределение температуры воздуха в атмосфере. Нисходящие движения воздуха, возрастающие с высотой, приводят к уменьшению вертикального градиента температуры, восходящие движения при возрастании их абсолютных значений с высотой могут приводить к увеличению вертикального градиента температуры.

11.1.3. Изменения температуры воздуха, обусловленные притоком тепла

Для величины изменения температуры воздуха, обусловленного притоком тепла, введем обозначение $(\partial T/\partial t)_\varepsilon$. Из формулы (11.1.1) видно, что

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\varepsilon = \frac{1}{c_p} \varepsilon. \quad (11.1.6)$$

Приток тепла ε в атмосфере обусловлен турбулентным переносом тепла (ε_τ), лучистой энергией (ε_λ) и фазовыми преобразованиями пара и воды в атмосфере (ε_ϕ), т. е.

$$\varepsilon = \varepsilon_\tau + \varepsilon_\lambda + \varepsilon_\phi. \quad (11.1.7)$$

Турбулентный приток тепла без учета его горизонтальных составляющих может быть вычислен по формуле

$$\varepsilon_\tau = \frac{c_p}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (11.1.8)$$

где k — коэффициент турбулентности.

Упрощенная формула лучистого притока тепла для частицы воздуха в атмосфере, учитывающая в основном длинноволновую радиацию, имеет вид

$$\varepsilon_\lambda = \frac{\alpha \rho_\pi}{\rho} (A + B - 2E), \quad (11.1.9)$$

где A — поток радиации, направленный снизу вверх, B — поток радиации, направленный сверху вниз, E — излучение абсолютно черной поверхности при данной температуре, α — коэффициент поглощения длинноволновой радиации, ρ_π — плотность газов, поглощаю-

щих радиацию (в нижних слоях атмосферы таким газом является в основном водяной пар).

Формула для расчета ϵ_{ϕ} имеет вид

$$\epsilon_{\phi} = -L \frac{dq}{dt}, \quad (11.1.10)$$

где q — массовая доля водяного пара, L — скрытая теплота конденсации. Эта формула позволяет определить приток тепла при конденсации водяного пара в атмосфере.

На изменения температуры воздуха в атмосфере большое влияние оказывает подстилающая поверхность. Поэтому при их изучении в качестве дополнения к уравнению притока тепла привлекается как краевое условие на нижней границе атмосферы уравнение теплового баланса для поверхности Земли

$$R = P_{\tau} + Q + S, \quad (11.1.11)$$

где P_{τ} — турбулентный поток тепла в атмосфере, Q — поток тепла в почве, S — затрата тепла на испарение, R — радиационный баланс подстилающей поверхности.

Величина R может быть записана в виде

$$R = I(1 - \alpha) - E. \quad (11.1.12)$$

Здесь I — суммарная радиация (прямое излучение Солнца, достигающее поверхности Земли в данном пункте, и рассеянная радиация), α — альбедо подстилающей поверхности, E — эффективное излучение поверхности Земли. Очевидно, что изменения радиационного баланса R обуславливают прежде всего изменения температуры подстилающей поверхности. Вследствие турбулентного обмена в атмосфере они в свою очередь вызывают изменения температуры воздуха. Однако не все тепло, получаемое подстилающей поверхностью, расходуется в процессе теплообмена на нагревание прилегающих слоев атмосферы. Согласно формуле (11.1.11), оно расходуется также на испарение влаги и на нагревание почвы.

Знаки составляющих теплового баланса в формуле (11.1.11) могут быть различными, а в приземном слое атмосферы температура воздуха либо повышается, либо понижается. Летом при больших положительных значениях теплового баланса температура поверхности почвы повышается и вследствие этого происходит значительный прогрев воздуха. Зимой же, когда радиационный баланс отрицателен, воздух выхолаживается.

Величина R , как видно из формулы (11.1.12), зависит от суммарной радиации, альбедо и эффективного излучения подстилающей поверхности. При безоблачном небе среднесуточные значения I определяются в основном географической широтой места и временем года, а в течение суток I изменяется в зависимости от высоты Солнца.

Альбедо (отражательная способность) изменяется в зависимости от вида и состояния подстилающей поверхности. Наибольшее

значение альбедо имеет подстилающая поверхность, покрытая снегом, от 0,5 до 0,9; альбедо поверхности Земли, не покрытой снегом, колеблется от 0,1 до 0,4; альбедо поверхности океана не превышает 0,2.

Эффективное излучение подстилающей поверхности при ясном небе определяется в основном температурой и влажностью приземного слоя воздуха.

Суммарная радиация, альбедо и эффективное излучение, а вследствие этого и радиационный баланс в значительной степени зависят от облачности. Чем большая часть неба покрыта облаками и чем они плотнее, тем меньше радиационный баланс. При сплошной облачности нижнего яруса радиационный баланс составляет примерно 20 % его значения при ясном небе.

Изменение температуры воздуха, как следует из уравнения (11.1.11), зависит от соотношения между составляющими теплового баланса. Так, с увеличением затраты тепла на испарение, естественно, уменьшается доля турбулентного потока тепла. Поэтому при одном и том же значении R на увлажненных почвах вследствие интенсивного испарения изменения температуры будут меньшими, чем на сухих.

Турбулентный поток тепла определяется формулой $R_T = -\rho c_p k \frac{\partial T}{\partial z}$, где k — коэффициент турбулентности, определяемый по экспериментальным данным, $-\partial T/\partial z$ — вертикальный градиент температуры. Значения k возрастают с увеличением скорости ветра и уменьшением устойчивости стратификации атмосферы. При данной скорости ветра k будет больше летом и днем, чем зимой и ночью. С ростом k увеличивается R_T .

Поток тепла в почве $Q = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}$, где λ — коэффициент теплопроводности, $-\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры почвы.

Теплопроводность почвы возрастает с увеличением ее влажности. Поэтому в случае влажной почвы величина Q так же, как и расход тепла на испарение, способствует уменьшению турбулентного потока тепла R_T .

Приведем ориентировочную количественную оценку влияния различных видов притока тепла, указанных в формуле (11.1.7), на изменение температуры воздуха.

На высотах лучистый приток тепла непосредственно почти не вызывает изменений температуры воздуха; заметное его влияние проявляется лишь на верхней границе облаков.

Фазовые преобразования пара и воды в атмосфере приводят к большим изменениям температуры, определяемым по формуле (11.1.10). В результате действия этого фактора температура воздуха через 12 ч оказывается на 3—5 °C выше по сравнению с той температурой, которая получается при учете лишь сухадиабатического подъема воздуха. Индивидуальное повышение температуры

воздушных частиц, вызываемое выделением скрытой теплоты конденсации при мощных конвективных вертикальных движениях в кучево-дождевых облаках, на отдельных уровнях может достигать 4—7 °С.

Наибольшее влияние на изменение температуры воздуха в приземном слое атмосферы оказывает турбулентный приток тепла ε_T (11.1.8), зависящий от радиационного баланса подстилающей поверхности (11.1.12). Изменение температуры воздуха на уровне метеорологической будки в средних широтах под влиянием радиационного баланса подстилающей поверхности и турбулентного обмена может достигать $\pm(10—15\text{ °С})$ за 12 ч и обуславливает суточный ход температуры воздуха. В теплое полугодие это изменение температуры может приводить к неустойчивой стратификации температуры в пограничном слое атмосферы, а в холодное — к образованию в нем инверсий.

11.2. Трансформационные изменения температуры воздуха у поверхности Земли

При перемещении воздуха в атмосфере его температура, соответственно изложенному выше, изменяется вследствие лучистой энергии, турбулентного обмена и фазовых преобразований содержащихся в нем водяного пара и воды. Эти изменения температуры на некотором уровне атмосферы называются трансформационными или индивидуальными.

Наиболее интенсивные изменения температуры воздуха происходят в приземном слое атмосферы. Для их расчета у поверхности Земли в ненасыщенном воздухе применима формула

$$(\delta T_{\text{тр}})_t = a (\delta R)_t + b (\Delta T)_t, \quad (11.2.1)$$

где $\delta T_{\text{тр}}$ — трансформационное изменение T , δR — изменение радиационного баланса, зависящее от изменений его составляющих: суммарной радиации, эффективного излучения, альбедо подстилающей поверхности, количества облаков и испарения, ΔT — разность температуры в начальный момент времени в конечной и начальной точках траектории, t — заблаговременность расчета указанных величин, a и b — коэффициенты, зависящие от скорости ветра и характера подстилающей поверхности, причем $b \approx 0,2$.

При однородной подстилающей поверхности над обширными областями территории СССР можно не учитывать пространственную изменчивость R . В этом случае индивидуальное изменение величины R будет приближенно равно ее локальному изменению. Обозначив последнее $\delta R'$, формулу (11.2.1) запишем в виде

$$(\delta T_{\text{тр}})_t = a (\delta R')_t + b (\Delta T)_t. \quad (11.2.2)$$

Расчет локальных изменений радиационного баланса в формуле (11.2.2) с учетом всех оказывающих на него влияние пара-

метров представляет сложную задачу. Однако ее решение существенно упрощается, если при расчете $a(\delta R')_t$ воспользоваться кривыми суточного хода температуры воздуха, построенными для различного количества облаков.

На рис. 11.2.1 плавной кривой изображен осредненный суточный ход приземной температуры воздуха по ежечасным наблюдениям в Москве в августе при низкой облачности $N=6$ баллов в неподвижном воздухе. Из изложенного в п. 11.1 следует, что при указанном типе погоды ординаты кривой представляют результат

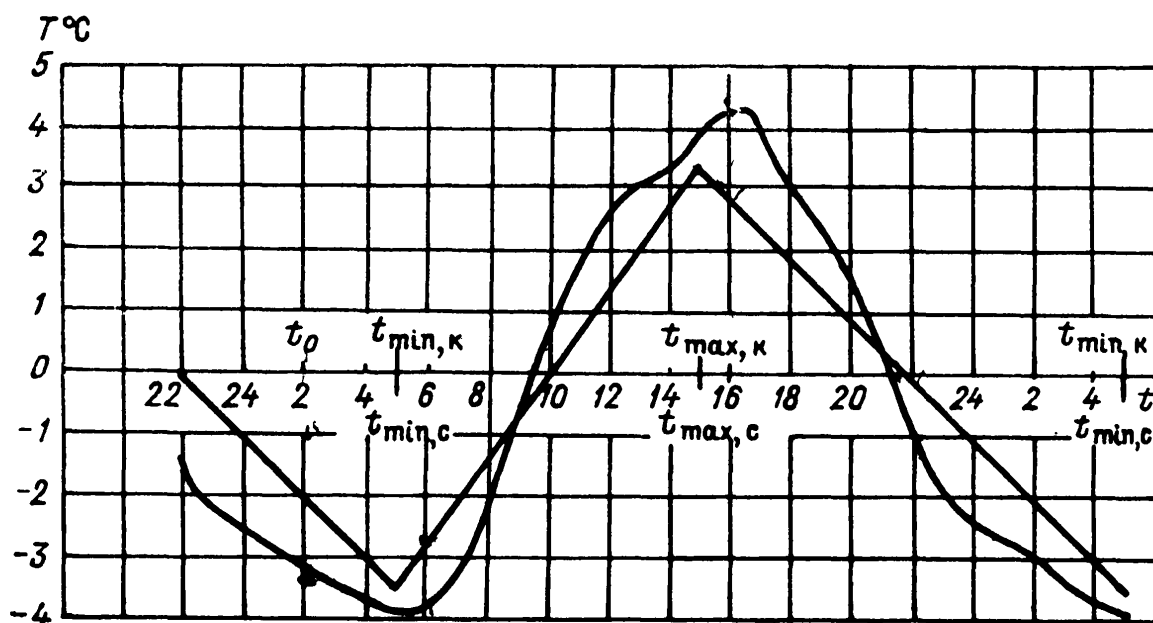


Рис. 11.2.1. Суточный ход T в районе Москвы (август, $N=6$ баллов).

T — температура воздуха у поверхности Земли ($^{\circ}\text{C}$); t — среднее солнечное время (ч); t_0 — исходный срок прогноза (2 ч); $(t_{\min})_c$, $(t_{\max})_c$ — сроки экстремальных значений T по данным приложения 3; $(t_{\min})_k$, $(t_{\max})_k$ — сроки экстремальных значений T по данным приложений 4 и 5.

влияния радиационного баланса подстилающей поверхности на температуру воздуха. Поэтому очевидно, что

$$a(\delta R')_t = [(T_{cx})_t - (T_{cx})_{t_0}]_{N=6}, \quad (11.2.3)$$

где $(T_{cx})_t$ и $(T_{cx})_{t_0}$ — ординаты кривой суточного хода температуры воздуха для моментов времени t и t_0 при облачности $N=6$ баллов в течение интервала времени $(t - t_0)$.

Расчет трансформационных изменений температуры воздуха по формуле (11.2.3), в синоптической практике называемых изменениями вследствие ее суточного хода, существенно упрощает применение на практике формулы (11.2.1) при наличии эмпирических кривых суточного хода температуры воздуха.

В приложении 3 для 10 пунктов на территории СССР даны через 2 ч ординаты отклонений средних месячных кривых суточного хода T от ее значений в 21 ч местного среднего солнечного времени с апреля по сентябрь для ясного, полужасного и пасмурного неба (0—4, 5—7 и 8—10 баллов) при облаках нижнего яруса; в приложении 6 — средние месячные сроки наступления T_{\max} и T_{\min} . Эти данные получены путем синоптико-статистической об-

работки материалов наблюдений за температурой воздуха на картах погоды за пять лет с исключением адвективного вклада из ее значений.

Рассчитаем значения $a(\delta R')$ по формуле (11.2.3) по данным приложения 3 для Москвы в августе при t , равных 6, 16, 22 ч и N , равных 6, 8, 2 баллам, если исходный срок расчета $t_0=2$ ч. Согласно рис. 11.2.1, при $N=6$ баллам значения $a(\delta R')_6=-0,8^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{16}=7,3^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{22}=1,6^\circ\text{C}$. По приложению 3 при $N=8$ баллам значения $a(\delta R')_6=-0,5^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{16}=3,8^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{22}=0,8^\circ\text{C}$; при $N=2$ баллам значения $a(\delta R')_6=2,3^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{16}=12,7^\circ\text{C}$, $a(\delta R')_{22}=2,9^\circ\text{C}$.

Для расширения сведений о суточном ходе T в приложениях 4 и 5 для 12 месяцев приведены карты средних месячных амплитуд приземной температуры воздуха A_N и карты средних месячных сроков наступления ее экстремальных значений (t_{\max} , t_{\min}). Значения $A_N = T_{\max} - T_{\min}$ получены по данным климатического справочника с исключением из них адвективных изменений T . Поэтому они приближенно представляют максимальное влияние радиационного баланса подстилающей поверхности на температуру воздуха.

Величины A_N на картах даны в виде квадратичных зависимостей $A_N = A_{\text{я}} - mN - nN^2$, в которых $A_{\text{я}}$ — амплитуда T при ясном небе, N — количество (в баллах) облаков нижнего яруса, m и n — коэффициенты, значения которых указаны на картах A_N . Согласно этим зависимостям, величина A_N имеет максимальное значение при $N=0$ и уменьшается с увеличением количества облаков. По данным карт A_N и t_{\max} , t_{\min} можно построить приближенные кривые суточного хода приземной температуры для различных значений N . На рис. 11.2.1 изображена такая кривая для района Москвы за август при $N=6$ баллам. Эта кривая отличается от кривой суточного хода, полученной по ежечасным наблюдениям за температурой; она приближается к последней в области ее экстремальных значений. Из этой особенности климатической кривой суточного хода T , обусловленной способом ее построения, следует, что высокая точность расчета $a(\delta R')_t$ по формуле (11.2.3) при ее применении соответствует прогнозу экстремальных значений T .

Для определения значений $A_{\text{я}}$, m , n , t_{\max} и t_{\min} в каком-либо пункте по данным приложений 4 и 5 применяется линейная интерполяция или вычисление средних их значений по данным в ближайших пунктах.

Рассчитаем A_N по приложению 4 за июнь в районе Кирова.

По данным четырех ближайших к Кирову пунктов средние значения $A_{\text{я}}=12,0^\circ\text{C}$, $m=0,6$ и $n=0,04$ и, следовательно, $A_N=12,0 - 0,6N - 0,04N^2$. Для ясной, полужасной и пасмурной погоды соответственно этой зависимости $A_{N=0}=12,0^\circ\text{C}$, $A_{N=6}=7,0^\circ\text{C}$, $A_{N=9}=3,4^\circ\text{C}$. Согласно приложению 5, $t_{\min}=4$ ч, $t_{\max}=15$ ч.

В приложении 10 даны значения теоретических амплитуд температуры воздуха при ясном небе ($A_{\text{я}}$) для 12 месяцев и четырех

широт (65, 55, 45 и 40°), по которым могут быть найдены приближенные значения амплитуд для различной прозрачности атмосферы или увлажнения подстилающей поверхности, причем наибольший коэффициент прозрачности 0,8 характерен для арктического, а наименьший 0,6 для тропического воздуха.

При облачной погоде величина A_N по данным приложения 10 вычисляется по формуле

$$A_N = kA_{\text{я}}, \quad (11.2.4)$$

где k — коэффициент, равный 0,38 или 0,65 для пасмурного (8—10 баллов) и полуюсного (5—7 баллов) неба при низкой облачности.

При использовании данных приложений 3, 4, 5, 10 при облаках различных ярусов значения N определяются по формуле

$$N = N_1 + 0,7N_2 + 0,2N_3, \quad (11.2.5)$$

где N_1 , N_2 , N_3 — количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов. При отсутствии данных об облаках верхнего и среднего ярусов

$$N = N_1 + 0,5(N_0 - N_1), \quad (11.2.6)$$

где N_0 — общее количество облаков в баллах.

Амплитуды T в приложениях 3, 4, 10 различаются между собой, так как они получены различными способами. Наибольшие значения имеют амплитуды при безоблачном небе, найденные теоретическим путем.

При прогнозе T приложения 3, 4 и 10 позволяют выбрать значения $A_{\text{я}}$, наиболее близкие к фактическим при наблюдаемом синоптическом процессе. Замечено, например, что в малоподвижных антициклонах различия между амплитудами T могут составлять 20—25 %, кроме того, довольно часто значения A_N в тылу циклонов (антициклонов) примерно на 2°С меньше (больше) их значений в передней части циклонов (антициклонов).

Данные приложений 4 и 5 по сравнению с климатическими кривыми суточного хода T в отдельных пунктах в методическом отношении имеют преимущество, так как дают представление о пространственном распределении радиационного баланса подстилающей поверхности на территории СССР.

Поэтому данные карт A_N , t_{max} , t_{min} позволяют определять индивидуальные изменения последнего по формулам:

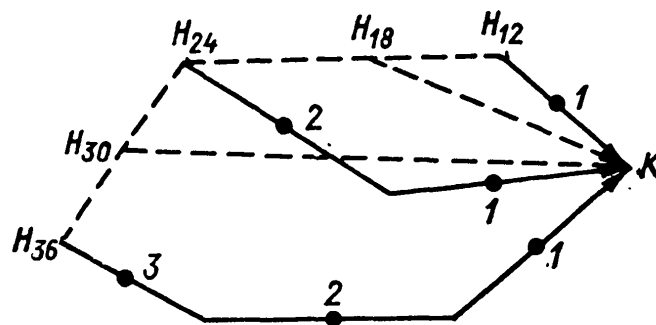
$$a(\delta R)_t = \left[-\frac{(t_{\text{min}} - t_0)}{(24 + t_{\text{min}} - t_{\text{max}})} + \frac{(t - t_{\text{min}})}{(t_{\text{max}} - t_{\text{min}})} \right] A_N, \quad (11.2.7)$$

$$a(\delta R)_t = \left[\frac{(t_{\text{max}} - t_0)}{(t_{\text{max}} - t_{\text{min}})} - \frac{(t - t_{\text{max}})}{(24 + t_{\text{min}} - t_{\text{max}})} \right] A_N. \quad (11.2.8)$$

Формулы (11.2.7) и (11.2.8), как показано выше, описывают суточный ход температуры воздуха, где t_0 — исходный срок прогноза (0, 12 ч СГВ), t_{\max} , t_{\min} — климатические сроки наблюдения экстремальных значений T ; A_N — амплитуда температуры воздуха, N — количество низких облаков в баллах. Величины t и t_0 в формулах соответствуют местному среднему солнечному времени. Формула (11.2.7) применима, если исходный срок прогноза t_0 заключен между t_{\max} и t_{\min} и $t_{\min} < t \leq t_{\max}$, а формула (11.2.8), если t_0 заключен между t_{\min} и t_{\max} и $t_{\max} < t \leq 24 + t_{\min}$. Величины $a(\delta R)_t$ вычисляются в точках, указанных на рис. 11.2.2, что

Рис. 11.2.2. Начальные точки H для вычисления 12-, 18-, 24-, 30- и 36-часовых траекторий воздушных частиц.

1, 2, 3 — средние точки 12-часовых отрезков траекторий.



позволяет учесть влияние перемещения воздуха на $(\delta T_{\text{тр}})_t$ в формуле (11.2.1).

По формулам (11.2.7) и (11.2.8) определяется максимальный (минимальный) прогрев (охлаждение) воздуха при прогнозе T_{\max} и T_{\min} , обусловленный суточным ходом, хотя они применимы для расчета $a(\delta R)_t$ и в другие сроки. Коэффициенты в них для каждого месяца имеют постоянные значения, что упрощает расчет при прогнозе T .

Изменение температуры приземного воздуха в течение суток зависит от его дневного прогрева и ночного охлаждения. Если допустить, что продолжительность времени прогрева и охлаждения почти одинакова, приближенно можно считать

$$a(\delta R)_{24} = \pm [(A_{\bar{N}})_2 - (A_{\bar{N}})_1], \quad (11.2.9)$$

где $a(\delta R)_{24}$ — индивидуальное изменение радиационного баланса подстилающей поверхности за 24 ч, $(A_{\bar{N}})_2$ и $(A_{\bar{N}})_1$ — амплитуды T в средних точках 12-часовых отрезков суточной траектории, а знаки плюс и минус соответствуют расчетам по исходным данным за 0 и 12 ч.

Согласно приложению 4, $(A_{\bar{N}})_2 = (A_{\text{я}})_2 - m_2 \bar{N}_2 - n_2 \bar{N}_2^2$ и $(A_{\bar{N}})_1 = (A_{\text{я}})_1 - m_1 \bar{N}_1 - n_1 \bar{N}_1^2$. При расстояниях между точками

2 и 1, равных 500 км и менее, с небольшой погрешностью $(A_{\text{я}})_2 \approx \approx (A_{\text{я}})_1$, $m_2 = m_1 = m$, $n_2 \approx n_1 \approx 0$, тогда формула (11.2.9) упрощается и принимает вид

$$a(\delta R)_{24} = \pm m(\bar{N}_1 - \bar{N}_2) = \pm m \delta \bar{N}. \quad (11.2.10)$$

Следовательно, при суточном прогнозе по исходным данным за 0 ч температура воздуха, обусловленная трансформацией, будет повышаться, если индивидуальное изменение среднего количества низких облаков $\delta \bar{N} > 0$, т. е. если в ночные часы \bar{N}_1 больше, чем в дневные \bar{N}_2 . При расчете $a(\delta R)_{24}$ по формуле (11.2.10) используются среднее значение $m = 0,4$ или значение m , определенное по приложению 4.

Для более точного расчета $a(\delta R)_{24}$, учитывающего асимметрию суточного хода T , следует суточную траекторию разделять на отрезки, соответствующие продолжительности прогрева и охлаждения воздуха, и для них по формулам (11.2.7) и (11.2.8) определять $a(\delta R)_2$ и $a(\delta R)_1$, а по формуле (11.2.9) — их разность.

Точность определения величин $a(\delta R')_t$, $a(\delta R)_t$ в отдельных случаях может быть несколько повышена, если учесть наблюдаемые скорости ветра и альбедо подстилающей поверхности.

Если скорость фактического ветра в приземном слое атмосферы превышает 5 м/с, то в этом случае значение трансформационных изменений T следует уменьшить: при скоростях 8—10 м/с на 10—20 %.

Альбедо подстилающей поверхности оказывает влияние на температуру воздуха в дневные часы. При его увеличении (уменьшении) температура воздуха уменьшается (увеличивается). Из данных табл. 11.2.1 следует, что наиболее значительные изменения T

Таблица 11.2.1

Альбедо различных подстилающих поверхностей

Подстилающая поверхность	Альбедо
Почва сухая, влажная	0,17, 0,11
Песок	0,35
Трава, сельскохозяйственные культуры	0,20
Лес лиственный, хвойный	0,18, 0,14
Снег свежий, загрязненный	0,85, 0,45
Вода	0,22

связаны с установлением или разрушением снежного покрова. Такие изменения альбедо наиболее вероятны в переходные сезоны. Для их приближенного учета в случаях малооблачной погоды при расчете $a(\delta R)_t$ следует использовать величину $A_{\text{я}}$, соответствующую

шую предшествующему (последующему) месяцу. Например, если в районе пункта прогноза в апреле выпал снег и образовался снежный покров, то значение $A_{\text{я}}$ следует определить по карте $A_{\text{я}}$ для марта. Если бы в этом же пункте в марте снежный покров отсутствовал, то значение $A_{\text{я}}$ следовало бы определить по карте $A_{\text{я}}$ для апреля.

При расчетах $a(\delta R')_t$ и $a(\delta R)_t$ следует учитывать влияние на температуру воздуха отдельных явлений погоды:

1) утренние туманы весной и осенью уменьшают прогрев воздуха на 20—30 %;

2) при ночном тумане понижение температуры уменьшается на 1—3 °С вследствие выделения скрытой теплоты конденсации;

3) минимальная температура воздуха при образовании тумана на 1—2 °С ниже температуры образования тумана при положительной температуре и на 2—4 °С при отрицательной температуре;

4) значительные ливневые дожди в первой половине дня снижают максимальную температуру воздуха на 5—10 °С по сравнению с районами, где такие осадки не выпадали;

5) суточная амплитуда температуры воздуха над морем вдали от берегов при безоблачном небе составляет 1—2 °С.

Приведем некоторые сведения о трансформации воздушных масс.

Под трансформацией воздушных масс понимают индивидуальные изменения их основных характеристик (температуры, влажности и др.) у поверхности Земли и на разных высотах за какой-либо промежуток времени, обусловленные различными видами притоков тепла и влаги.

Арктический воздух зимой над материками умеренных широт в нижних слоях прогревается очень медленно. Температуру воздуха в очень большой степени определяет облачность. При безоблачном небе воздух, переместившийся из Арктики, на севере материка обычно выхолаживается, а не прогревается. Особенно резко это выхолаживание проявляется в тех случаях, когда арктический воздух предварительно проходит над свободной от льдов частью Атлантического океана. Прогревание начинается лишь при достаточно далеком перемещении воздуха к югу. Так, например, над Европейской территорией СССР заметное прогревание арктического воздуха начинает проявляться обычно над центральными районами, а при быстром его перемещении — только над южными районами.

Летом прогревание арктического воздуха над материком происходит весьма интенсивно. Чем холоднее воздух, поступающий из Арктики, тем сильнее его трансформация. Поэтому воздух, проходящий на территорию СССР из восточного сектора Арктики, прогревается интенсивнее, чем воздух, перемещающийся с Баренцева и тем более с Норвежского моря. Наиболее сильно повышается температура у поверхности Земли, с высотой прогревание уменьшается. В нижних слоях оно наиболее интенсивно в первые трое суток после вхождения холодного воздуха на материк: над

Европейской территорией СССР температура воздуха у поверхности Земли в эти дни повышается на 3—5°C в сутки, а в дальнейшем уже только на 1—2°C. За 6—7 дней арктический воздух обычно достигает южных районов СССР и настолько сильно прогревается, что его трансформация прекращается.

Период трансформации воздуха, поступающего на Европейскую территорию СССР с северо-запада (с Атлантического океана), также равен 6—7 дням. Поскольку он теплее арктического воздуха, то и прогревается меньше. Трансформационное увеличение его температуры не превышает 2—3°C в сутки.

Очень интенсивно протекает трансформация холодного воздуха над водной поверхностью, прогревание быстро распространяется вверх. Зимой прогревание холодного континентального воздуха, поступившего на теплое море, может распространиться за 12 ч до поверхности 600 гПа. Интенсивность прогрева холодного воздуха над морем в основном зависит от разности температур воды и воздуха и в середине зимы нередко достигает 8—12°C за сутки.

Согласно эмпирическим данным, значение термической трансформации холодного воздуха у поверхности воды прямо пропорционально произведению $(T - T_w)t$, где T — температура воздуха перед его вхождением на море, T_w — температура воды поверхностного слоя моря и t — время (в часах), в течение которого воздух перемещался над морем.

Общее прогревание холодного воздуха тем больше, чем больший путь над морем он проходит. Зимой воздух, перемещающийся в Европу с северо-запада, из района Гренландия—Шпицберген, до своего вступления на материк прогревается внизу и на поверхности 850 гПа в среднем на 11—12°C. С высотой нагревание уменьшается, но чем восточнее траектория массы воздуха, т. е. чем меньший путь воздух проходит над открытым морем, тем меньше и прогревание его. Так, воздух, перемещающийся на север Европы со Шпицбергена, нагревается в среднем на поверхности 700 гПа на 5°C, а на поверхности 500 гПа — на 3°C. Воздух, переместившийся с Гренландии на Англию, прогревается в среднем на этих поверхностях соответственно на 10 и 5°C. В отдельных случаях нагревание бывает значительно большим и может превышать 30°C у поверхности воды и 20°C на поверхности 700 гПа.

Зимой теплые массы воздуха, поступающие на Европу с юга и запада, при безоблачном небе выхолаживаются интенсивно. При пасмурном небе понижение температуры в нижних слоях происходит медленно.

Теплые массы воздуха над материками умеренных широт летом трансформируются медленно, так как приток радиации здесь лишь немного меньше, чем в субтропической зоне. Только при смещении далеко на север их охлаждение становится заметным.

11.3. Прогноз температуры воздуха у поверхности Земли

11.3.1. Прогноз суточного хода приземной температуры воздуха

Прогноз температуры воздуха у поверхности Земли составляется с учетом адвективных и трансформационных ее изменений. Формула общего вида для прогноза температуры имеет вид

$$T_t = (T_a)_t + (\delta T_{\text{тр}})_t, \quad (11.3.1)$$

где T — температура воздуха у поверхности Земли, T_a — адвективная температура, $\delta T_{\text{тр}}$ — трансформационное изменение T , t — заблаговременность прогноза. Прогноз T по формуле (11.3.1) может быть рассчитан на любой момент суток с заблаговременностью до 36—42 ч.

Наиболее распространены прогнозы экстремальных значений температуры: T_{max} на текущий и следующий день и T_{min} на ближайшую ночь. В качестве исходного срока прогноза берется один из основных сроков наблюдений: 0, 6, 12 или 18 ч среднего гринвичского времени (СГВ). Выбор этого срока зависит от местного времени суток (утро, вечер) и, следовательно, от географической долготы пункта или территории прогноза. Например, для прогноза по Европейской территории СССР по утренним данным берется исходный срок 0 ч, при прогнозе по району Хабаровска по вечерним данным подходит исходный срок 6 ч СГВ и т. д.

Для прогноза T_{max} и T_{min} необходимы прогностические траектории. Они строятся по данным фактических и прогностических карт AT_{850} и приземного давления с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по способам, описанным в гл. 3:

- при устойчивой стратификации температуры ($\gamma < \gamma_c$ в ненасыщенном и $\gamma < \gamma_v$ в насыщенном воздухе) берутся траектории частиц, средние между траекториями у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа. Вместо ветра на поверхности 850 гПа может быть использован ветер на поверхности 700 гПа со скоростью, равной 0,8 скорости на этой поверхности;

- в случае изотермии или инверсии в пограничном слое атмосферы берутся траектории, построенные по фактическому или геострофическому ветру на приземных картах погоды;

- при неустойчивой стратификации температуры воздуха ($\gamma \geq \gamma_c$ в ненасыщенном и $\gamma \geq \gamma_v$ в насыщенном воздухе) берутся траектории на поверхности 850 гПа;

На рис. 11.2.2 дана схема прогностических траекторий с выделенными 12-часовыми отрезками и их средними точками. Для этих точек определяются осредненные по площади с радиусом 100—150 км прогнозы количества нижней облачности (\bar{N}) в трех градациях: 0—4, 5—7 и 8—10 баллов, необходимые для прогноза T .

Согласно (11.3.1), (11.2.3), (11.2.7) и (11.2.8):

$$(T_{\max})_t = (T_{\text{н}})_t + a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} + b(\Delta T)_t, \quad (11.3.2)$$

$$a(\delta T'_{\text{cx}})_{t_1} = [(T_{\text{cx}})_{t_{\max}} - (T_{\text{cx}})_{t_0}] \bar{N}_1, \quad (11.3.3)$$

$$a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} = - \left[\frac{t_0 - t_{\min}}{24 + t_{\min} - t_{\max}} + 1 \right] A_{\bar{N}_1}, \quad t_0 \leq t_{\min}, \quad (11.3.4)$$

$$a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} = \left[\frac{t_{\max} - t_0}{t_{\max} - t_{\min}} \right] A_{\bar{N}_1}, \quad t_0 \geq t_{\min}. \quad (11.3.5)$$

В эти формулы вместо обозначений $(T_{\text{а}})_t$, $a(\delta R')_t$ и $a(\delta R)_t$, использованных выше в указанных формулах, введены $(T_{\text{н}})_t$ — температура в начальной точке траектории, построенной для интервала времени $t = t_{\max} - t_0$, близкого к 12 или 36 ч; $a(\delta T'_{\text{cx}})_{t_1}$ — изменение T вследствие прогрева воздуха при суточном ходе ($a(\delta T'_{\text{cx}})_{t_1} = a(\delta R')_{t_1}$ и $a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} = a(\delta R)_{t_1}$) за время t_1 (около 12 ч), определяемое по приложению 3 или приложениям 4 и 5; $\Delta T = T_{\text{к}} - T_{\text{н}}$, где $T_{\text{к}}$ и $T_{\text{н}}$ — температура воздуха в пункте прогноза и в начальной точке траектории в исходный срок; $b = 0,2$; \bar{N} — прогностическое значение низкой облачности, определяемой в трех градациях: 0—4, 5—7 и 8—10 баллов. При прогнозе T_{\max} на текущий день значение \bar{N} определяется для точки 1 12-часовой траектории на рис. 11.2.2 и равно среднему количеству низких облаков за 12 ч в период 0—12 ч текущих суток. При прогнозе T_{\max} на следующий день \bar{N} прогнозируется для точки 1 36-часовой траектории на рис. 11.2.2 и соответствует среднему количеству низких облаков за 12 ч, но в период 0—12 ч следующих суток.

Максимальная температура на текущий день и следующие сутки может быть определена также по формуле

$$T_{\max} = T_{\min} + A_N,$$

где A_N — амплитуда T для данного района и соответствующего месяца при ожидаемой облачности.

Ф о р м у л ы д л я п р о г н о з а T_{\min}

Согласно (11.3.1), (11.2.2), (11.2.10):

$$(T_{\min})_t = (T_{\text{н}})_t + a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} + b(\Delta T)_t, \quad (11.3.6)$$

$$a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} = 0,4(\bar{N}_1 - \bar{N}_2), \quad (11.3.7)$$

$$a(\delta T_{\text{cx}})_{t_1} = m(\bar{N}_1 - \bar{N}_2), \quad (11.3.8)$$

где $(T_n)_t = (T_a)_t$; $a(\delta T_{cx})_{t_1} = a(\delta R)_{24}$; $(T_n)_t$ — температура в начальной точке траектории; $t = (t_{\min} - t_0)$ — заблаговременность прогноза, близкая к 24 ч; $a(\delta T_{cx})_{t_1}$ — трансформационное изменение T за $t_1 = 24$ ч; \bar{N}_1 и \bar{N}_2 — среднее количество низких облаков в точках 1 и 2 24-часовой траектории на рис. 11.2.2 для двух интервалов времени (от 12 ч текущих суток до 0 ч следующих суток и от 0 ч до 12 ч текущих суток, как и при прогнозе T_{\max}), $\Delta T = T_k - T_n$; $b = 0,2$; m — параметр, определяемый по приложению 4.

Если при прогнозе T_{\min} пользоваться данными наблюдений T_{\min} за исходные полусутки, то в этом случае приближенно

$$(T_{\min})_t = (T_{\min})_n + 0,2(T_k - T_n), \quad (11.3.9)$$

где t — заблаговременность прогноза, $(T_{\min})_n$ — значение T_{\min} в начальной точке прогностической траектории для $t = 24$ ч, T_k — температура в пункте прогноза в исходный срок t_0 , T_n — температура в этот же срок в начальной точке прогностической траектории.

Эмпирические данные о суточном ходе T , как отмечалось, соответствуют местному среднесолнечному времени. При прогнозах исходный срок наблюдений t_0 также следует предварительно перевести в местное среднесолнечное время. Выраженное в часах, оно равно $t_{\text{СГВ}} + \frac{\lambda}{15}$, где λ — географическая долгота к востоку от Гринвича, выраженная в градусах, $t_{\text{СГВ}}$ — гринвичское время. Например, для Москвы $\lambda \approx 37^\circ$, следовательно, местное среднесолнечное время равно гринвичскому времени плюс 2,5 ч, и в исходный срок 0 ч СГВ местное среднесолнечное время в Москве округленно 2 ч.

Пример. Прогноз T_{\max} и T_{\min} .

По исходным данным в Москве 18 июня 1983 г. в 0 ч СГВ $T = 10,0^\circ\text{C}$. По данным приложения 5 в Москве в этом месяце $t_{\min} = 4$ ч, $t_{\max} = 15$ ч. За исходный срок прогноза берем 0 ч; переводя его в местное среднесолнечное время, как показано выше, получим $t_0 = 2$ ч. Соответственно этим данным заблаговременность прогноза T_{\max} равна $t = t_{\max} - t_0 = 15 - 2 = 13$ ч и $t = (t_{\max} - t_0) + 24 = 37$ ч. Заблаговременность T_{\min} равна $t = (t_{\min} - t_0) = 4 - 2 = 2$ ч, т. е. в исходный срок прогноза $t_0 = 2$ ч в Москве температура еще не достигла минимального значения. Поэтому заблаговременность прогноза T_{\min} на следующие сутки $t = t_{\min} - t_0 = 28 - 2 = 26$ ч. Соответственно полученным данным о заблаговременности прогнозов T_{\max} и T_{\min} для их расчета по формулам (11.3.2) и (11.3.6) применимы прогностические траектории, вычисленные с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч: $S_{12} = 240$ км, $S_{24} = 540$ км, $S_{36} = 700$ км, в начальных точках которых $(T_n)_{12} = 12^\circ\text{C}$, $(T_n)_{24} = 10^\circ\text{C}$, $(T_n)_{36} = 10^\circ\text{C}$. Прогнозы количества низких облаков в соответствующих точках 12- и 36-часовых траекторий составили $\bar{N}_{0-12} = 4$, $\bar{N}_{24-36} = 8$ баллов, а в точках 1 и 2 24-часовой траектории $\bar{N}_{1(12-24)} = 7$, $\bar{N}_{2(0-12)} = 4$ баллам.

Согласно приложению 4, по формуле (11.3.3) определяем $(\delta T_{cx})_{13} = 7,9 - (-3,4) = 11,3^\circ\text{C}$, $(\delta T_{cx})_{37} = 5,5^\circ\text{C}$.

По приложениям 4, 5 и 7 в районе Москвы $A_N = 11,9 - 0,6N - 0,04N^2$, $t_{\min} = 4$ ч, $t_{\max} = 15$ ч, $A_{N=4} = 11,9 - 2,4 - 0,6 = 8,9$ °C; $A_{N=8} = 11,9 - 4,8 - 2,6 = 4,5$ °C. По формуле (11.3.4) получим $(\delta T_{cx})_{13} = (-0,16 + 1,0) \cdot 8,9 = 7,5$ °C, $(\delta T_{cx})_{37} = 0,84 \cdot 4,5 = 3,8$ °C.

Для определения δT_{cx} можно также воспользоваться приложениями 4, 5, 7, 10 и формулой (11.3.4). В июне при коэффициенте прозрачности атмосферы, равном 0,6, $A_{\text{я}} = 12,9$ °C, $A_{N=4} = A_{\text{я}} = 12,9$ °C и $A_{N=8} = 0,38 \cdot 12,9 = 4,9$ °C и, следовательно, $(\delta T_{cx})_{13} = 0,84 \cdot 12,9 = 10,9$ °C, $(\delta T_{cx})_{37} = 0,84 \cdot 4,9 = 4,1$ °C.

Прогностическое значение T_{\max} по формуле (11.3.2) при найденных трансформационных изменениях температуры и величинах $0,2(\Delta T)_t$, равных $0,2(\Delta T)_{13} = 0,2(10 - 12) = -0,4$ °C и $0,2(\Delta T)_{37} = 0,2 \cdot 0,0 = 0,0$ °C, составят:

$$(T_{\max})_{13} = 12,0 + 11,3 - 0,4 = 22,9^\circ, \quad (T_{\max})_{37} = 10,0 + 5,5 = 15,5^\circ,$$

$$(T_{\max})_{13} = 12,0 + 7,5 - 0,4 = 19,1^\circ, \quad (T_{\max})_{37} = 10,0 + 3,8 = 13,8^\circ,$$

$$(T_{\max})_{13} = 12,0 + 10,9 - 0,4 = 22,5^\circ, \quad (T_{\max})_{37} = 10,0 + 4,1 = 14,1^\circ.$$

Прогноз T_{\min} вычисляется по формуле (11.3.6):

$$(T_{\min})_{26} = (T_{\text{н}})_{26} + (\delta T_{cx})_{24} + 0,2 (\Delta T)_{24},$$

$$(T_{\min})_{26} = 10,0 + 0,4(7 - 4) + 0,2(10,0 - 10,0) = 10,0 + 1,2 = 11,2^\circ.$$

Если воспользоваться формулой (11.2.10) и значением параметра m в районе Москвы, найденного по данным приложения 4, то в этом случае

$$(T_{\min})_{26} = 10,0 + 0,6(7 - 4) = 11,8$$
 °C.

Трансформационные изменения T в примерах имеют близкие значения, что указывает на целесообразность применения при прогнозах различных эмпирических данных о суточном ходе температуры.

В рассмотренном примере 12-, 24- и 36-часовые траектории практически соответствовали заблаговременностям прогнозов T_{\max} и T_{\min} . В зависимости от времени года и координат пункта прогноза 12-, 24- и 36-часовые траектории будут несколько отличаться от траекторий, необходимых для прогноза T_{\max} и T_{\min} , что необходимо учитывать при их расчете.

Для уточнения прогноза T_{\min} на основе учета неоднородности адвекции и трансформации следует вычислять их последовательно через 2—3 ч. Необходимые для этого траектории находятся путем интерполяции расстояний между начальными точками 12-, 24-, 36-часовых траекторий. На рис. 11.2.2 траектории для 18 и 30 ч построены таким способом.

Составление прогнозов T в большинстве случаев не вызывает затруднений, что в известной мере связано с наличием различных способов ее прогноза, а также возможностью выбора из их числа способа, наиболее удовлетворяющего местным условиям. Точность прогнозов T несколько повышается, если коэффициенты в соответствующих формулах уточнены по материалам для района пункта прогноза.

11.3.2. Прогноз T_{\max} по данным о температуре воздуха на верхней границе пограничного слоя атмосферы

В теплое полугодие в пограничном слое атмосферы при T_{\max} довольно часто наблюдается сухоадиабатический градиент температуры. В табл. 11.3.1, полученной по данным зондирований атмосферы в центре Европейской территории СССР, приведены средние месячные высоты (h_n) распространения в пограничном слое от земной поверхности сухоадиабатического градиента температуры (γ_a). С апреля по сентябрь высота h_n ограничена поверхностями 900—750 гПа.

Таблица 11.3.1

Высота (h_n) распространения сухоадиабатического градиента температуры воздуха (γ_c) от поверхности Земли для центральных районов ЕТС

Месяц	h_n км	
	начало месяца	конец месяца
Март	0,7 *	1,0
Апрель	1,0	1,5
Май	1,5	2,0
Июнь	2,0	2,5
Июль	2,5	2,0
Август	2,0	1,5
Сентябрь	1,5	1,0
Октябрь	1,0	0,7 *

* Высота h_n распространения влажноадиабатического градиента температуры воздуха (γ_v) от поверхности Земли.

Если для момента наступления T_{\max} известна температура T_n на высоте h_n , то

$$(T_{\max})_{(t_1 - t_0)} = (T_n)_{(t_1 - t_0)} + \gamma_a h_n, \quad (11.3.10)$$

где t_1 — время наступления T_{\max} , t_0 — исходный срок прогноза. При инверсии температуры в слоях атмосферы вблизи верхней границы пограничного слоя значения T_n и h_n в (11.3.10) соответствуют их значениям на нижней границе.

На практике значение $(T_{\max})_{t_1 - t_0}$ определяется графическим способом. При его использовании на бланк аэрологической диаграммы наносится значение $(T_n)_{t_1 - t_0}$ и от него проводится сухая адиабата до пересечения с изобарой, соответствующей приземному давлению для момента $(t_1 - t_0)$. Температура в точке пересечения и представляет значение $(T_{\max})_{t_1 - t_0}$. Например, в июне в Москве $h_n = 2,0$ км, $(T_n)_{t_1 - t_0} = 6,5^\circ\text{C}$. Сухая адиабата от точки

с такой температурой на изобаре 800 гПа пересекается с изобарой 1000 гПа в точке, где $T = T_{\max} = 25,0^\circ\text{C}$.

Прогнозы T_{\max} по формуле (11.3.10) составляются на текущий и следующий день. Качество прогнозов и время, необходимое для их составления, зависят от особенностей ожидаемых атмосферных процессов. Значение $(T_n)_{t_1-t_0}$ в соответствии со значением h_n в табл. 11.3.1 определяется по фактической стратификации T в пункте прогноза, если в пограничном слое скорость ветра не превышает 4 м/с. При больших скоростях ветра значение $(T_n)_{t_1-t_0}$ принимается равным адвективной температуре на уровне h_n или же оно определяется по прогностической стратификации T , построенной согласно изложенному в п. 14.3.

В теплое полугодие прогнозы, составленные рассмотренным способом, имеют высокую оправдываемость. Однако этот способ нельзя применять, если ожидается облачность нижнего и среднего ярусов в количестве 8—10 баллов.

11.4. Прогноз заморозков

Заморозками принято называть понижения температуры воздуха (на высоте 2 м) и поверхности почвы ниже 0°C . Основа прогноза заморозков — прогноз T_{\min} . Прогноз T_{\min} с суточной заблаговременностью составляется около 11 ч местного времени, однако при прогнозе заморозков его можно уточнить во второй половине дня на основе новой информации по способу, изложенному в п. 11.3. Для прогноза заморозков применимы и другие рассматриваемые ниже способы.

В дополнение к сведениям, изложенным в п. 11.1, следует отметить, что основной причиной формирования заморозков является эффективное излучение, представляющее собой разность между излучением поверхности почвы и противоизлучением атмосферы и проявляющееся особенно сильно в ясные тихие ночи. Это излучение особенно заметно при вторжении в средние широты арктического воздуха с малым содержанием водяного пара (точка росы в приземном слое воздуха не превышает 1°C) и с очень большой прозрачностью. Эффективное излучение E увеличивается с возрастанием температуры, поскольку при этом усиливается излучение подстилающей поверхности. Чем меньше влажность воздуха, тем меньше противоизлучение атмосферы при ясном небе и тем больше E . Если небо покрыто облаками, то противоизлучение увеличивается и E уменьшается. Чем ниже облака и чем выше температура их нижней поверхности, тем больше излучаемая ими радиация и тем меньше E . При наличии сплошной облачности нижнего яруса E уменьшается примерно в 4—5 раз. Облака верхнего яруса снижают E всего на 20—25 %. В случае когда облачность мало изменяется, E в течение ночи остается приблизительно постоянным.

Вследствие эффективного излучения охлаждается поверхность Земли. Понижение температуры подстилающей поверхности приводит к охлаждению прилегающих к ней слоев воздуха и почвы. Чем дальше расположены эти слои от поверхности Земли, тем меньше они охлаждаются. В результате температура вверх и вниз от подстилающей поверхности постепенно повышается.

Теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой осуществляется путем турбулентного перемешивания различных слоев воздуха. Степень турбулентного перемешивания зависит от высоты, скорости ветра и стратификации атмосферы. Она больше при неустойчивой стратификации и большой скорости ветра и меньше при устойчивом распределении температуры, особенно при наличии инверсии. С увеличением турбулентности в ночное время увеличивается поток тепла из атмосферы к поверхности почвы. Поэтому при увеличении скорости ветра ночью замедляется понижение температуры, а при уменьшении, наоборот, возрастает.

Теплообмен в почве зависит от степени ее теплопроводности. Так как воздух плохой проводник тепла, то рыхлая почва, имеющая больше воздуха, хуже проводит тепло и охлаждается медленнее, чем плотная. Наряду с этим теплопроводность воды больше, чем воздуха. Поэтому влажная почва проводит тепло лучше сухой и, следовательно, поток тепла из почвы к ее поверхности в ночное время меньше при слабом увлажнении, чем при сильном. Таким образом, возникновение заморозков более вероятно над сухими почвами. Особенно малой теплопроводностью отличаются высушенные болота, содержащие в результате удаления воды из почвы большое число воздушных пор.

Степень ночного охлаждения воздуха зависит от исходного распределения температуры по вертикали, которое определяет начальное значение потока тепла к подстилающей поверхности из воздуха и почвы. Так, с увеличением температуры почвы с глубиной поток тепла в исходный момент будет направлен к подстилающей поверхности. В этом случае поверхность почвы охлаждается меньше, чем тогда, когда температура почвы падает с глубиной и происходит отток тепла в глубь почвы. В свою очередь начальное распределение температуры по вертикали обусловлено термическим режимом воздуха и почвы в предшествующие часы. Поэтому при прогнозе ночного минимума температуры можно вместо вертикального профиля в исходный момент принять во внимание амплитуду колебаний температуры на одном уровне в предшествующие начальному сроку суток. Чем больше разность между средней температурой в предшествующие сроки и начальной температурой на данном уровне в дневной или вечерний срок, тем больше охлаждается воздух в ночные часы.

При интенсивном выхолаживании подстилающей поверхности на ней может образоваться роса или иней. Влияние теплоты конденсации, выделяющейся при этом, незначительно (около $0,5^{\circ}\text{C}$ на уровне метеобудки и 1°C на поверхности почвы).

Ночное охлаждение воздуха обычно продолжается до восхода Солнца, когда достигается минимум температуры. В утренние часы после восхода Солнца температура воздуха повышается. Поэтому промежуток времени от исходного срока прогноза до восхода Солнца и продолжительность ночи являются существенными факторами, которые необходимо учитывать при прогнозе ночного минимума температуры. С удлинением этого промежутка увеличивается выхолаживание воздуха и почвы. Поэтому осенью, когда ночи более продолжительны, чем весной, при прочих равных условиях усиливается ночное понижение температуры и, следовательно, заморозки более вероятны, чем весной.

В зависимости от причин появления заморозков они разделяются на три типа: адвективные, радиационные и адвективно-радиационные. К адвективным относятся заморозки, которые вызываются вторжением холодного воздуха с начальной отрицательной температурой. Заморозки, образовавшиеся в результате радиационного охлаждения приземного слоя воздуха на вторую или третью ночь после вторжения холодной массы, имевшей первоначально положительную температуру, называются радиационными. Заморозки, возникшие вследствие радиационного охлаждения почвы и приземного слоя воздуха в основном в первую ночь после вторжения холодной воздушной массы, называют адвективно-радиационными.

Поздние весенние и ранние осенние заморозки отмечаются при вполне определенных синоптических положениях. Обычно они возникают в гребнях и антициклонах, сформировавшихся в арктическом воздухе и в тыловой части циклонов. При этом нередко арктический воздух быстро распространяется в крайние южные районы Европейской территории СССР и в Среднюю Азию, где также вызывает губительные для сельского хозяйства заморозки. В частности, на Украине майские заморозки, хотя встречаются и очень редко, но иногда могут достигать большой интенсивности и охватывать значительную территорию, особенно в первой половине месяца. Подобные условия имеются и на Северном Кавказе в первой декаде мая.

Заморозки наблюдаются также в седловине или вообще в области размытого барического поля при тихой малооблачной погоде, способствующей большому охлаждению почвы.

Учитывая указанные особенности формирования заморозков, необходимо иметь в виду, что когда по исходным картам погоды и карте будущего поля давления ожидается вторжение арктического воздуха в тылу циклона, то возникает угроза появления заморозков.

Однако не каждое вторжение холодного воздуха на материк в мае—июне и в августе—октябре сопровождается заморозками. Когда на севере материка при вторжении воздуха из Арктики наблюдается облачная погода с ветром, то заморозки могут отсутствовать, если перемещающаяся масса воздуха имеет температуру выше 0°C . По мере развития антициклона или гребня в холодном

воздухе и перемещения его к югу или юго-востоку обычно облачность разрушается и ветер ослабевает. Создаются условия для ночного выхолаживания нижнего слоя воздуха и образования приземных инверсий, при которых часто происходит понижение температуры до 0°C .

Условия для ночных заморозков при распространении холодного воздуха с запада создаются главным образом осенью, когда существенно возрастает продолжительность ночи и увеличивается ночное понижение температуры. Вследствие этого воздух, имеющий первоначально положительную температуру ночью, охлаждается на материке в устойчивом антициклоне настолько, что во вторую или в третью ночь появляются заморозки.

Прогноз T_{\min} при адвективных заморозках составляется с заблаговременностью около 12 ч, согласно изложенному в п. 11.3 с учетом информации за дневные сроки наблюдений. Так же находится T_{\min} при прогнозе адвективно-радиационных и радиационных заморозков. Эти виды заморозков обычно возникают при слабом ветре (1—4 м/с) и ясном небе. В результате радиационного охлаждения в ночные часы образуется приземная инверсия температуры. При этом почва имеет температуру обычно на $2\text{—}5^{\circ}\text{C}$ ниже, чем воздух в психрометрической будке, а в отдельных случаях — на $8\text{—}11^{\circ}\text{C}$. При образовании инверсии в приземном слое воздуха заморозки на почве и в растительном покрове часто наблюдаются при положительной температуре воздуха в будке.

При прогнозе заморозков необходимо обращать внимание на влагосодержание холодного воздуха, а также учитывать следующее:

а) если во время наблюдения в 21 ч точка росы оказалась ниже 0°C , то следует ожидать ночные заморозки;

б) если к 21 ч точка росы была ниже 2°C , то при безоблачном небе и безветрии можно ожидать ночные заморозки;

в) при точке росы выше 2°C заморозки маловероятны.

Заморозки невозможны, если точка росы у земной поверхности выше 0°C , массовая доля водяного пара не меняется или возрастает с высотой. Они не возникают также после интенсивных ливневых дождей во второй половине дня, выпавших на прогретую почву, когда точка росы заметно увеличивается вследствие испарения, а температура воздуха понижается. При этих условиях в случае безоблачного неба и ослабления ветра ночью часто образуется туман, препятствующий возникновению заморозков.

Образование приземных инверсий благоприятствует появлению заморозков, для этого ветер должен ослабевать ночью до 1—4 м/с. Ветер более 4—5 м/с препятствует возникновению приземных инверсий, а следовательно, и ночных заморозков.

Адвекция влажного теплого воздуха над слоем холодного при сохранении небольшой облачности увеличивает встречное излучение к земной поверхности и уменьшает вероятность заморозков. При увеличении облачности ночью заморозки еще менее вероятны.

Точность прогноза радиационных и адвективно-радиационных заморозков зависит от степени изученности местных условий, влияющих на их образование. Известно, что при заморозках температура воздуха (почвы) на станциях в речных долинах, оврагах и балках на $5\text{--}8^\circ\text{C}$, а иногда на $10\text{--}12^\circ\text{C}$ ниже температуры на станциях, расположенных на равнине. В условиях горного рельефа при отсутствии заморозков на возвышенных местах температура в котловинах и горных долинах может опускаться до -12°C . В наиболее континентальной части Советского Союза (на Алтае и в Восточной Сибири) радиационные заморозки в воздухе весной могут наблюдаться при дневной температуре $16\text{--}20^\circ\text{C}$.

Адвективно-радиационные заморозки чаще всего отмечаются поздней весной и ранней осенью. При их прогнозе применима формула

$$T_{\min} = T_{\max} - A_N,$$

где T_{\max} — максимальная температура текущего дня; A_N — амплитуда T , N — количество (баллы) низких облаков согласно прогнозу. Возможность заморозков в воздухе указывается при $T_{\min} \leq \leq 0^\circ\text{C}$.

Для прогноза заморозков на поверхности почвы рекомендуется следующий прием. Устанавливается связь между минимальной температурой воздуха в метеорологической будке и на поверхности почвы. Можно при этом пользоваться некоторыми средними значениями разности температур ΔT в метеорологической будке и на поверхности почвы в момент наступления заморозка, зависящими от рельефа местности и физических свойств подстилающей поверхности. На открытом ровном месте и незаболоченных почвах среднее значение ΔT равно 3°C , а максимальное $6\text{--}8^\circ\text{C}$. В местах с небольшими неровностями, где охлаждающийся в самом нижнем слое воздух при стоке задерживается препятствиями не выше 1 м, средние значения ΔT увеличиваются до $4\text{--}5^\circ\text{C}$, а максимальные — до 10°C . В долинах, котловинах и на лесных полянах, где пленка выхолаженного воздуха часто имеет толщину более 2 м, среднее значение ΔT уменьшается до 1°C , а максимальное — до $3\text{--}4^\circ\text{C}$. Над торфянистыми почвами вследствие их малой теплопроводности и повышенного радиационного охлаждения значения ΔT в отдельных случаях увеличиваются до $10\text{--}11^\circ\text{C}$. Если заморозки ожидаются при скорости ветра более 5 м/с, то ΔT можно принимать близким к нулю.

Такого рода связи (ΔT) рекомендуется установить в каждом бюро погоды по отдельным станциям в зависимости от состояния облачности и почвы, а также скорости ветра.

Прогноз радиационных заморозков в воздухе и на почве в однородных воздушных массах при скоростях ветра менее $5\text{--}6$ м/с и облачности менее $8\text{--}10$ баллов можно составлять, пользуясь номограммами (рис. 11.4.1 и 11.4.2). Исходными для прогноза являются данные метеорологических наблюдений в начальный срок: температура воздуха T_0 и парциальное давление водяного пара e_0 (в гПа) на высоте 2 м, температура поверхности почвы θ_0 ,

скорость ветра V (в м/с), визуальная оценка увлажнения почвы по градациям: сухая, влажная, мокрая. Кроме того, если за начальный момент выбран срок 19 ч, то дополнительно используются значения температуры воздуха T и поверхности почвы θ в предшествующие сроки 13, 7 и 1 ч. Если за начальный момент взят срок 13 ч, то соответственно используются значения температуры воздуха T и поверхности почвы θ в сроки 7, 1 и 19 ч предыдущих суток. К исходным данным относится также ожидаемая в ближайшую ночь облачность.

Схемы пользования номограммами (рис. 11.4.1 и 11.4.2) показаны в левом нижнем углу на каждой из них.

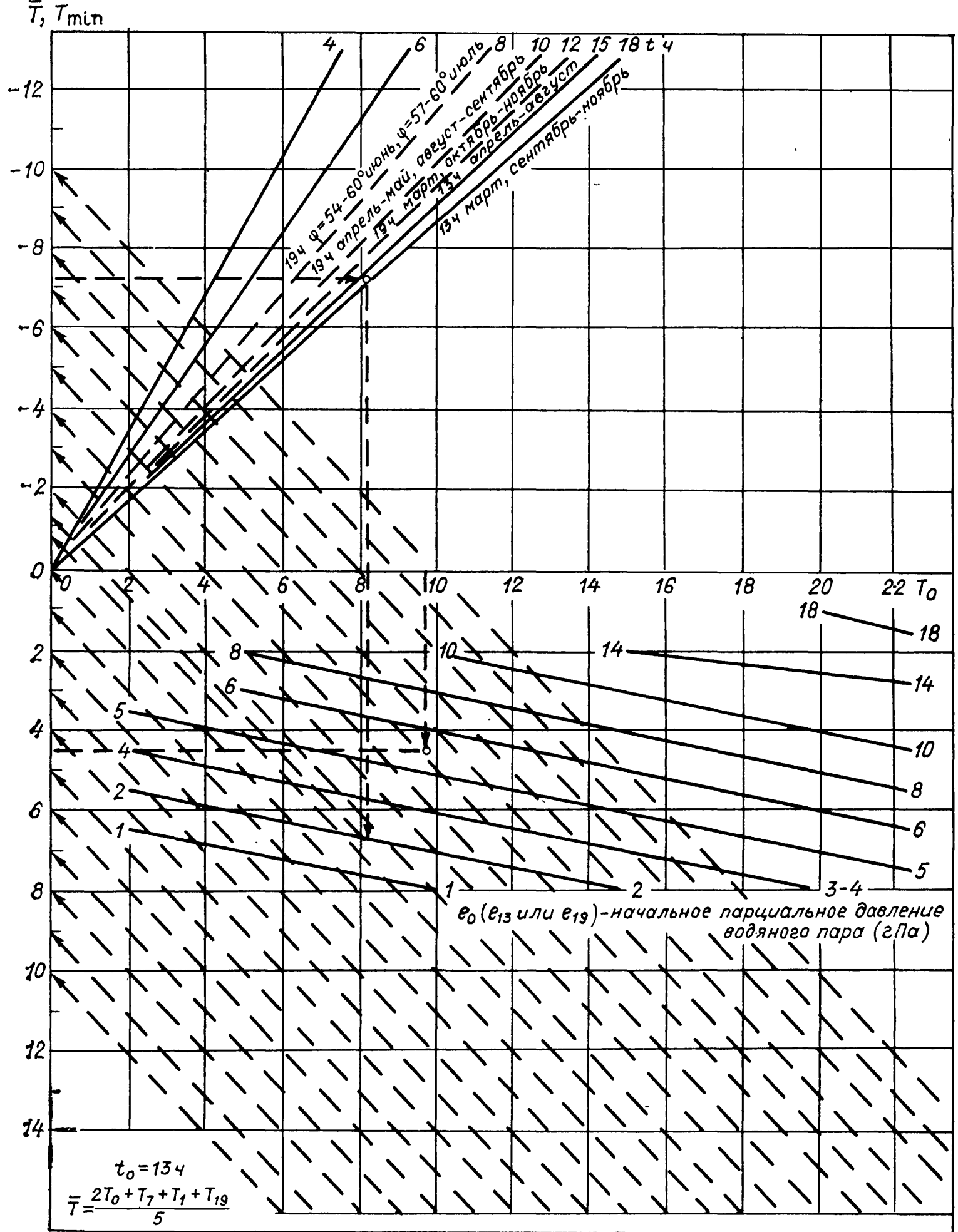
Номограмма на рис. 11.4.1 предназначена для определения минимальной температуры воздуха T_{\min} . В правой части горизонтальной оси отмечается точка, соответствующая температуре воздуха T_0 , от которой вниз устанавливается вертикаль до пересечения с наклонной сплошной прямой, отвечающей значению парциального давления водяного пара e_0 . Далее проводится горизонтальная прямая до линии преобладающей облачности, ожидаемой в ближайшую ночь. Затем необходимо подняться вверх по вертикали до прямой, соответствующей исходным данным о скорости ветра и увлажнения почвы (A — сухая, B — влажная, B — мокрая почва). В точке пересечения этой вертикали с горизонтальной осью необходимо снять значение эффективного излучения E , которое является исходным при расчете по номограмме на рис. 11.4.2. Далее проводится горизонтальная прямая до пересечения с наклонной прямой, соответствующей исходному сроку, месяцу и широте φ (последняя учитывается только при начальном сроке 19 ч для июня и июля). Сроку 19 ч соответствуют прерывистые, а сроку 13 ч — сплошные наклонные прямые. От найденной таким образом точки опускаемся по вертикали в правую нижнюю часть номограммы до пересечения с горизонтальной прямой, равной \bar{T} . Для срока 13 ч $\bar{T} = \frac{1}{5} (2T_0 + T_7 + T_1 + T_{19})$, для срока 19 ч $\bar{T} = \frac{1}{5} (2T_0 +$

$+T_{13} + T_7 + T_1)$. Затем от этой точки поднимаемся, как показано стрелками, вдоль наклонных штриховых линий до пересечения с вертикальной осью, где снимаем значение ожидаемой минимальной температуры воздуха T_{\min} . Если при этом отсчет производится выше горизонтальной оси, то $T_{\min} \leq 0$ (следует ожидать заморозок), в противном случае $T_{\min} > 0$ (заморозок не ожидается).

Заметим, что в правой верхней части обеих номограмм наклонные прямые имеют надписи значений t — промежутка времени между исходным сроком и временем восхода Солнца. Значение t рассчитывается только тогда, когда исходный срок отличен от 13 или 19 ч. В этих случаях при работе по номограммам используется наклонная прямая, соответствующая вычисленному t ; \bar{T} и $\bar{\theta}$ определяются по значениям температуры на высоте 2 м от поверхности почвы в начальный момент и в три предшествующих начальному моменту срока с интервалом 6 ч. Например, за начальный



T_{\min} — минимальная температура воздуха; T_0 — температура воздуха в начале излучения в Дж/(мин·см²); A , B и B — соответственно сухая, влажная и места.



определения заморозков в воздухе.

ный срок t_0 ; T_1, T_7, T_{13} и T_{19} — температура соответственно в 1, 7, 13 и 19 ч; E — эффектив-
 мокрая почвы; t — промежуток времени от начального срока до восхода Солнца, φ — широта

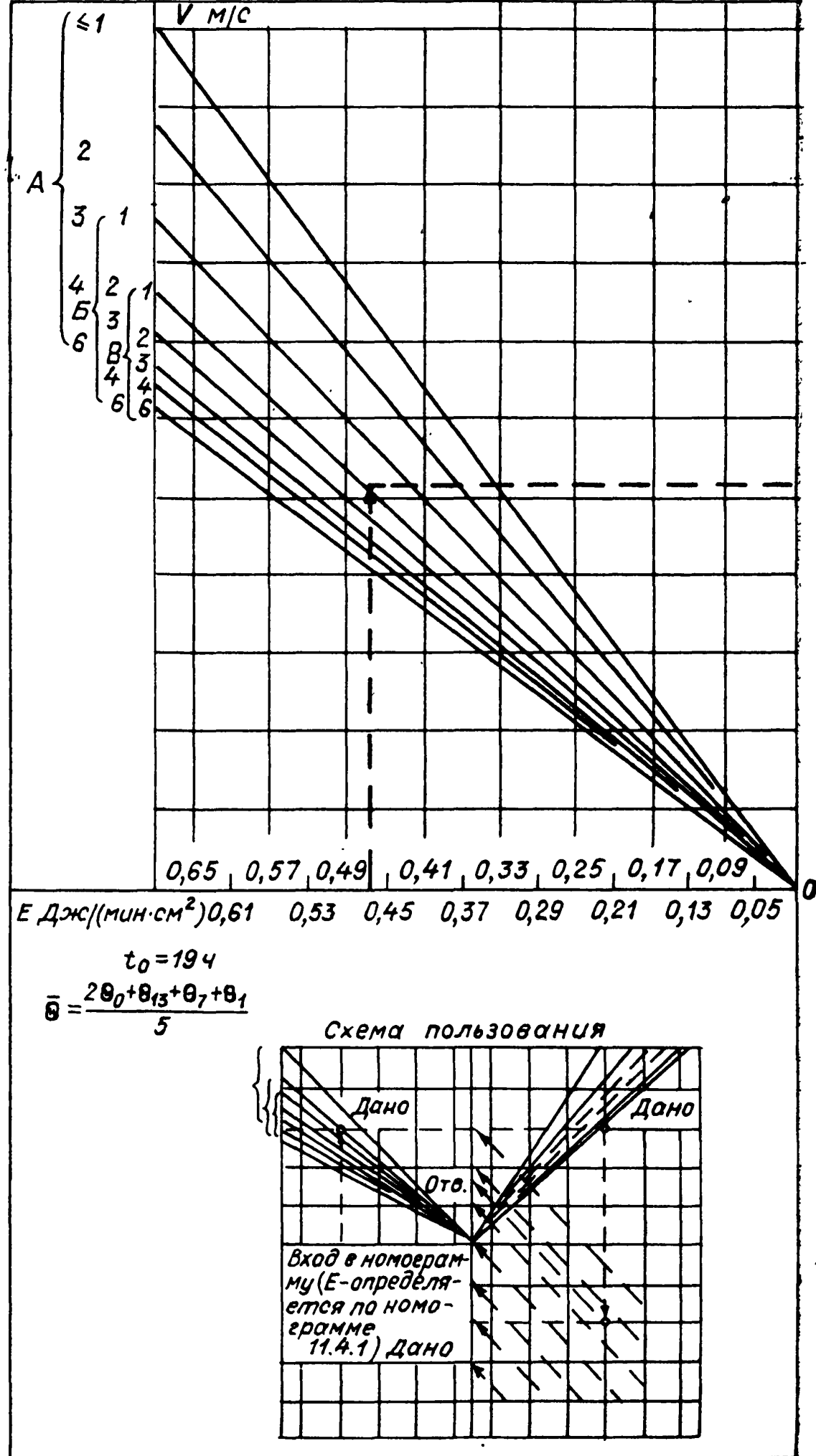
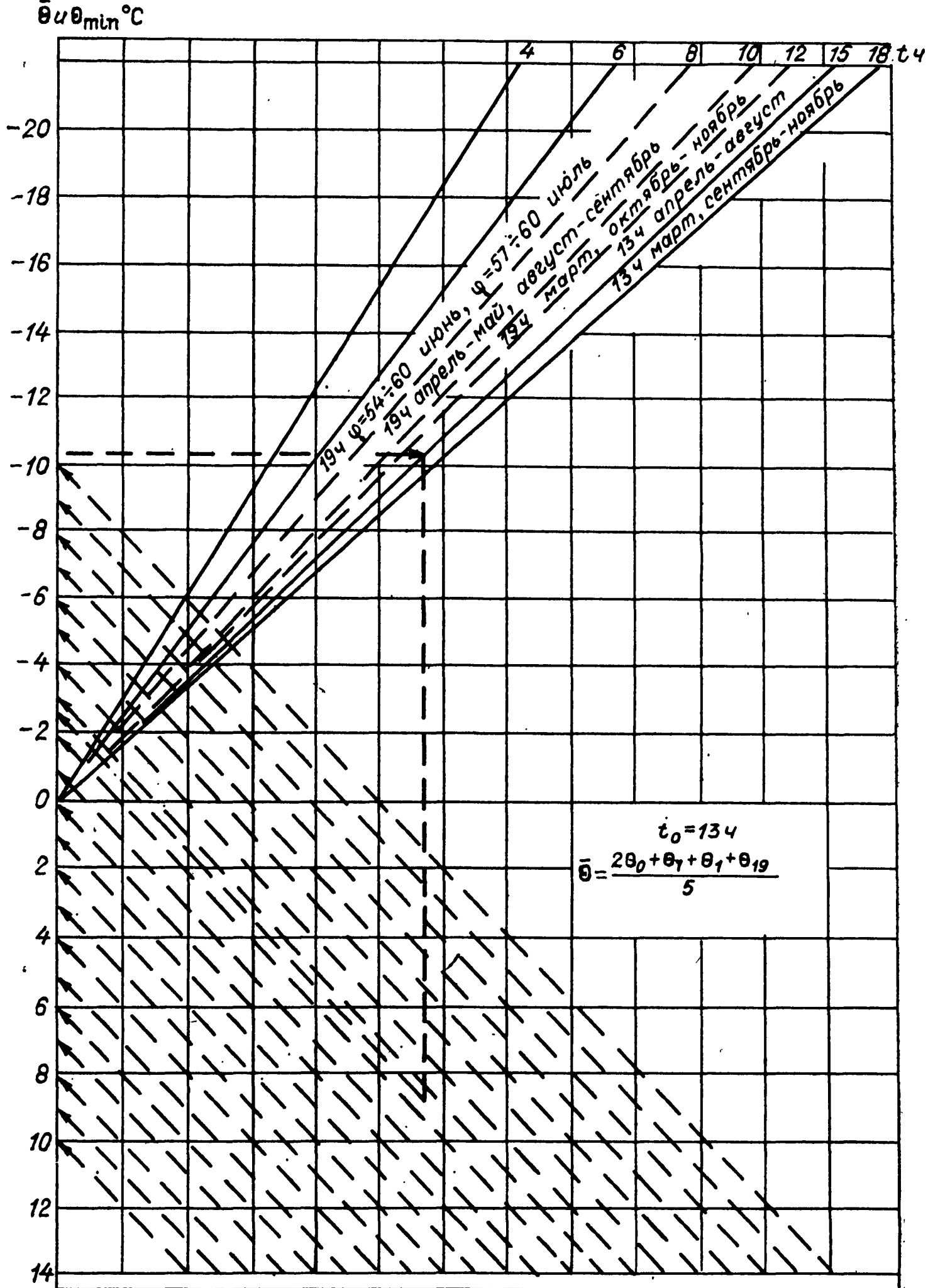


Рис. 11.4.2. Номограмма для опре

θ_{\min} — минимальная температура поверхности почвы; θ_0 — тем поверхности почвы соответственно в 1, 7, 13 и 19 ч; E — эффект мокрая почвы; t — промежуток времени от начального срока до



деления заморозков на поверхности почвы.

пература поверхности почвы в начальный срок; θ_1 , θ_7 , θ_{13} и θ_{19} — температура
 тивное излучение в $\text{Дж}/(\text{мин} \cdot \text{см}^2)$; А, Б и В — соответственно сухая, влажная и
 восхода Солнца; φ — широта места.

момент выбран срок 15 ч. Тогда предшествующими сроками будут 9, 3 и 21 ч предыдущих суток и $\bar{T} = \frac{1}{5}(2T_0 + T_9 + T_3 + T_{21})$, $\bar{\theta} = \frac{1}{5}(2\theta_0 + \theta_9 + \theta_3 + \theta_{21})$.

Учитывая приближенный характер способа, уже при T_{\min} и θ_{\min} меньше 2°C следует принимать меры по борьбе с заморозками.

На номограммах (рис. 11.4.1 и 11.4.2) прерывистой линией показан пример, рассматриваемый ниже.

Пример. Определение возможности заморозков в воздухе и на поверхности почвы производится по номограммам на станции в августе по данным метеорологических наблюдений в 13 ч.

Допустим, было найдено, что $T_0 = 9,7^\circ\text{C}$, $e_0 = 5,4$ гПа, $V = 4$ м/с, $\theta_0 = 15,8^\circ\text{C}$, почва сухая, температура воздуха в предшествующие сроки: $T_7 = 5,2^\circ\text{C}$, $T_1 = 1,8^\circ\text{C}$, $T_{19} = 8,2^\circ\text{C}$, температура поверхности почвы: $\theta_7 = 7,8^\circ\text{C}$, $\theta_1 = 0,5^\circ\text{C}$ и $\theta_{19} = 6,0^\circ\text{C}$. В ближайшую ночь ожидается преобладающая облачность 5 баллов среднего яруса.

Определяем, что в этом примере $T_{\text{ср}} = \frac{1}{5}(2T_0 + T_7 + T_1 + T_{19}) = 6,9^\circ\text{C}$, а $\theta_{\text{ср}} = \frac{1}{5}(2\theta_0 + \theta_7 + \theta_1 + \theta_{19}) = 9,0^\circ\text{C}$.

По номограмме на рис. 11.4.1 от значения $T_0 = 9,7^\circ\text{C}$ на правой стороне горизонтальной оси по вертикали опускаемся, интерполируя между наклонными прямыми, до $e_0 = 5,4$ гПа, по горизонтали передвигаемся до линии, соответствующей ожидаемой облачности 4—5 баллов. Затем поднимаемся по вертикали вверх до наклонной прямой ($v = 4$ м/с при сухой почве) и смещаемся по горизонтали до наклонной сплошной прямой, соответствующей сроку 13 ч в августе. Далее опускаемся в нижнюю правую часть номограммы до горизонтальной прямой, соответствующей $T_{\text{ср}} = 6,9^\circ\text{C}$. От этой точки поднимаемся вверх по наклонной штриховой прямой, как показано стрелками, где отсчитываем $T_{\min} = -1,3^\circ\text{C}$.

Определенное по номограмме на рис. 11.4.1 значение E является исходным для использования номограммы на рис. 11.4.2. В рассматриваемом примере $E = 0,47$ Дж/(мин·см²). От этого значения E на левой стороне горизонтальной оси номограммы (рис. 11.4.2) поднимаемся по вертикали до наклонной прямой, соответствующей $v = 4$ м/с при сухой почве. Затем по горизонтали перемещаемся до наклонной сплошной прямой, отвечающей сроку 13 ч в августе. Далее опускаемся в нижнюю правую часть номограммы до горизонтальной прямой, соответствующей $\theta_{\text{ср}} = 9,0^\circ\text{C}$. Поднявшись от этой точки по наклонной штриховой прямой вверх, как показано стрелками, отсчитываем на вертикальной оси $\theta_{\min} = -2,7^\circ\text{C}$.

11.5. Прогноз температуры воздуха вне пограничного слоя атмосферы

Согласно уравнению притока тепла (11.1.1) при прогнозе температуры воздуха T на изобарических поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа заблаговременностью до 36 ч следует учитывать изменения температуры воздуха, обусловленные:

- 1) адвективным переносом воздушных масс,
- 2) трансформацией воздуха, связанной с притоком тепла,
- 3) упорядоченными вертикальными движениями.

В предлагаемой методике прогноза температуры воздуха на высотах используется график (рис. 11.5.1) для холодного и формулы (11.5.5—11.5.7) для теплого периода года, позволяющие определить суммарно по известным адвективным изменениям температуры ΔT_a изменения температуры $\Delta T_{тр, \tau}$, обусловленные трансформацией воздуха $\Delta T_{тр}$ и упорядоченными вертикальными движениями ΔT_{τ} .

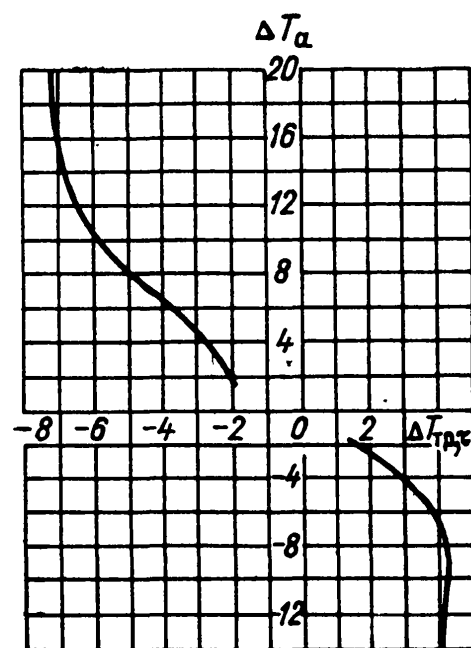


Рис. 11.5.1. График для определения изменений температуры $\Delta T_{тр, \tau}$ на изобарических поверхностях 925, 850, 700 и 500 гПа по данным об адвективных изменениях температуры $\Delta T = T_a - T_k$ на этих поверхностях в холодный период года.

Формула для прогноза температуры воздуха $T_{пр}$ на высотах с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч в этом случае имеет вид:

$$(T_{пр})_{\Delta t} = (T_a)_{\Delta t} + (\Delta T_{тр, \tau})_{\Delta t}, \quad (11.5.1)$$

где T_a — адвективная температура воздуха (температура в исходный срок в начальной точке прогностической траектории воздушной частицы заблаговременностью $\Delta t = 12, 24, 36$ ч).

Прогнозу температуры воздуха, как правило, предшествует трехмерный ее анализ. Для этого рекомендуется проводить изотермы на картах барической топографии через $1-2^\circ\text{C}$, следя за пространственной и временной согласованностью областей тепла и холода, очерчиваемых этими изолиниями. Например, мощный гребень тепла должен прослеживаться на нескольких последовательных картах барической топографии.

В тех случаях, когда в пункт прогноза перемещается воздух из области с недостаточным количеством наблюдений, в этой области следует определить в одной-двух точках значения температуры воздуха путем составления прогноза по данным предшествующего срока наблюдений.

Расчет недостающих данных о температуре воздуха методом экстраполяции позволяет получать удовлетворительные результаты на расстоянии не более 500 км. Для контроля значений темпера-

туры воздуха по данным о геопотенциале изобарических поверхностей могут быть использованы формулы:

$$T_{850} = 1,806 (H_{700} - H_{850}), \quad (11.5.2)$$

$$T_{700} = 1,041 (H_{500} - H_{700}), \quad (11.5.3)$$

$$T_{500} = 0,690 (H_{300} - H_{500}), \quad (11.5.4)$$

где T_i — температура в кельвинах ($i=850, 700, 500, 300$ гПа); H_i — геопотенциал изобарических поверхностей в гп. дам.

Прогноз температуры воздуха на высотах, согласно формуле (11.5.1), следует начинать с построения прогностических траекторий воздушных частиц заблаговременностью 12, 24 и 36 ч (см. гл. 3). Способ построения траекторий воздушных частиц является наиболее эффективным для определения адвективной температуры воздуха T_a , а также ее адвективных изменений ΔT_a , необходимых для определения изменений температуры $(\Delta T_{тр, \tau})_{\Delta t}$. Величина $\Delta T_a = T_a - T_k$, где T_a и T_k — температура в начальной и конечной точках траекторий для каждой заблаговременности прогноза по картам барической топографии за исходный срок наблюдений.

График на рис. 11.5.1 предназначен для определения в холодный период года на поверхностях 850, 700 и 500 гПа изменений температуры воздуха, обусловленных трансформацией и упорядоченными вертикальными движениями, т. е. величины $\Delta T_{тр, \tau} = \Delta T_{тр} + \Delta T_{\tau}$ в зависимости от адвективных изменений температуры воздуха ΔT_a .

По оси ординат графика отложены величины ΔT_a (вверх при адвекции тепла, вниз — при адвекции холода), а по оси абсцисс — соответствующие им величины $\Delta T_{тр, \tau}$ (влево — охлаждение, вправо — прогревание).

Пример. Прогноз температуры воздуха на поверхности 850 гПа в холодный период года по формуле (11.5.1) и графику (рис. 11.5.1).

Адвекция тепла: $\Delta T_a = (T_a - T_k) > 0$.

1. По данным о температуре воздуха на карте поверхности 850 гПа в исходный срок наблюдений определяем с помощью прогностической траектории воздушной частицы любой заблаговременности 12, 24, 36 ч, например заблаговременности 24 ч, величины $(T_a)_{24} = 3^\circ\text{C}$ и $(T_k)_{24} = -7^\circ\text{C}$.

2. Рассчитываем адвективное изменение температуры (в данном случае за 24 ч)

$$(\Delta T_a)_{24} = (T_a)_{24} - (T_k)_{24} = 3 - (-7) = 3 + 7 = 10^\circ\text{C},$$

т. е. в пункте прогноза на поверхности 850 гПа ожидалось адвективное повышение температуры на 10°C .

3. По графику (рис. 11.5.1) определяем величину $(\Delta T_{тр, \tau})_{24}$. Для этого откладываем положительную величину $(\Delta T_a)_{24} = 10^\circ\text{C}$ на верхней части оси ординат графика и проводим горизонтальную прямую до линии, характеризующей зависимость между величинами $(\Delta T_a)_{24}$ и $(\Delta T_{тр, \tau})_{24}$. От полученной точки пересечения проводим вертикальную прямую вниз до оси абсцисс и определяем значение $(\Delta T_{тр, \tau})_{24} = -6^\circ\text{C}$, т. е. перемещающийся воздух в течение 24 ч охладится на 6°C .

4. По формуле (11.5.1) рассчитываем ожидаемую температуру воздуха в пункте прогноза

$$(T_{\text{пр}})_{24} = 3 + (-6) = -3^{\circ}\text{C}.$$

Таким образом, в рассматриваемом пункте на поверхности 850 гПа в результате адвективного повышения температуры воздуха при одновременном его трансформационном охлаждении (за счет притоков тепла), а также упорядоченных вертикальных движений, ожидается в конечном итоге локальное повышение температуры воздуха в пункте лишь на 4°C , а именно $(T_{\text{пр}})_{24} - (T_{\text{к}})_{24} = -3 - (-7) = -3 + 7 = 4^{\circ}\text{C}$.

Если бы отсутствовала трансформация воздуха за счет притоков тепла, а также влияние упорядоченных вертикальных движений, то температура воздуха в рассматриваемом пункте повысилась бы в результате адвекции на 10°C .

Адвекция холода: $\Delta T_{\text{а}} = (T_{\text{а}} - T_{\text{к}}) < 0$.

При прогнозе температуры воздуха в этом случае нужно также выполнить последовательность операций, описанных в пп. 1—4. Различие заключается лишь в определении $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$ (см. п. 3). В данном случае полученное при адвекции холода отрицательное значение $\Delta T_{\text{а}}$ согласно графику (рис. 11.5.1) нужно откладывать на нижней части оси ординат, а затем провести горизонтальную прямую до пересечения с линией, характеризующей зависимость между $\Delta T_{\text{а}}$ и $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$. Затем от точки пересечения провести вертикальную прямую вверх до пересечения с осью абсцисс и определить значение $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$, характеризующее в данном случае потепление. Следует отметить, что, согласно структуре полученного эмпирическим путем графика (рис. 11.5.1), одним и тем же модулям адвективных изменений температуры $\Delta T_{\text{а}}$ при адвекции тепла и адвекции холода соответствуют различные значения $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$. Так, согласно графику, значению $\Delta T_{\text{а}} = 10^{\circ}\text{C}$ при адвекции тепла соответствует значение $\Delta T_{\text{тр}, \tau} = -6^{\circ}\text{C}$, а значению $\Delta T_{\text{а}} = -10^{\circ}\text{C}$ при адвекции холода — значение $\Delta T_{\text{тр}, \tau} = 4^{\circ}\text{C}$.

В летний период года значения $\Delta T_{\text{тр}, \tau} = \Delta T_{\text{тр}} + \Delta T_{\tau}$ на поверхностях 850, 700 и 500 гПа заблаговременностью 12, 24 и 36 ч следует рассчитывать по эмпирическим формулам

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{12} = -0,32 (\Delta T_{\text{а}}) \pm 0,4, \quad (11.5.5)$$

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{24} = -0,44 (\Delta T_{\text{а}}), \quad (11.5.6)$$

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{36} = -0,54 (\Delta T_{\text{а}}) \pm 0,4. \quad (11.5.7)$$

Последние слагаемые в формулах (11.5.5) и (11.5.7) берутся со знаком плюс, если исходным является срок наблюдений 3 ч и со знаком минус, если исходным является срок наблюдений 15 ч. Прогноз температуры воздуха, так же как и в холодный период года, рассчитывается по формуле (11.5.1).

Пример. 10 августа на поверхности 850 гПа температура воздуха в пункте прогноза в исходный срок наблюдений 3 ч была 15°C , а температура в начальных точках 12, 24 и 36-часовых прогностических траекторий воздушных частиц, т. е. адвективная температура $T_{\text{а}}$, была равна соответственно 12, 16 и 21°C . Определяем адвективные изменения температуры: $(\Delta T_{\text{а}})_{12} = 12 - 15 = -3^{\circ}\text{C}$, $(\Delta T_{\text{а}})_{24} = 16 - 15 = 1^{\circ}\text{C}$, $(\Delta T_{\text{а}})_{36} = 21 - 15 = 6^{\circ}\text{C}$.

По формулам (11.5.5)—(11.5.7) находим

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{12} = -0,32 \cdot (-3) + 0,4 \approx 1^\circ \text{C},$$

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{24} = -0,44 \cdot 1 \approx 0^\circ \text{C},$$

$$(\Delta T_{\text{тр}, \tau})_{36} = -0,54 \cdot 6 + 0,4 \approx -3^\circ \text{C},$$

где результаты расчетов округлены до целых градусов.

Согласно формуле (11.5.1), прогнозируемая температура воздуха в пункте на поверхности 850 гПа будет

$$(T_{\text{пр}})_{12} = 12 + 1 = 13^\circ \text{C} \text{ (на 15 ч 10 августа),}$$

$$(T_{\text{пр}})_{24} = 16 + 0 = 16^\circ \text{C} \text{ (на 3 ч 11 августа),}$$

$$(T_{\text{пр}})_{36} = 21 - 3 = 18^\circ \text{C} \text{ (на 15 ч 11 августа).}$$

Если по формулам (11.5.5)—(11.5.7) получено, что абсолютное значение $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$ превышает 5°C , то следует принять ее равной 5°C (например, если по расчету $\Delta T_{\text{тр}, \tau} = -7^\circ \text{C}$, то следует брать $\Delta T_{\text{тр}, \tau} = -5^\circ \text{C}$).

Формулы (11.5.5)—(11.5.7) являются эмпирическими и ими можно пользоваться в летний период года при составлении прогноза температуры на высотах для Европейской территории СССР между 50 и 60° с. ш. Для других географических районов эти формулы могут быть уточнены путем соответствующих эмпирико-статистических разработок.

Изложенные способы прогноза температуры воздуха на высотах в холодное и теплое полугодие следует применять, когда требуется знать будущую температуру воздуха безотносительно к прогнозу осадков и конвективных явлений. Расчет же прогностической стратификации температуры для определения параметров конвекции и количества осадков содержит (см. гл. 14) некоторые особенности.

Эти особенности заключаются в следующем.

1. В интервале времени (продолжительностью до 12 ч), для которого рассчитываются осадки и конвективные явления, помимо адвективных изменений температуры воздуха на высотах учитываются лишь те ее изменения, которые вызваны упорядоченными вертикальными движениями за этот интервал.

2. При расчете стратификации температуры на ближайший день изменения температуры воздуха $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$ за этот день не учитываются. При прогнозе на ближайшую ночь по исходным данным за утренний срок учитываются изменения температуры $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$ лишь за первые полусутки, т. е. при расчете этих изменений принимается $\Delta T_a = \frac{1}{2}(T_a - T_k)$, где T_a и T_k — температура в исход-

ный срок в начальной и конечной точках прогностической суточной траектории. При прогнозе на следующий день по исходным данным за утренний срок учитываются изменения $\Delta T_{\text{тр}, \tau}$ лишь за сутки, т. е. при их расчете принимается $\Delta T_a = \frac{2}{3}(T_a - T_k)$, где

T_a — температура в исходный срок в начальной точке 36-часовой прогностической траектории.

3. В летние месяцы изменения температуры $\Delta T_{тр, \tau}$ не учитываются.

Подробнее о расчете стратификации температуры воздуха (и точки росы) говорится в п. 14.3, где изменение температуры $\Delta T_{тр, \tau}$, определяемое по графику на рис. 11.5.1, условно называется трансформационным.

11.6. Численная синоптико-гидродинамическая схема прогноза температуры воздуха и точки росы

Рассматриваемая численная схема прогноза температуры воздуха (T) и точки росы (T_d) у поверхности Земли и на поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа является основой для численной синоптико-гидродинамической схемы краткосрочного прогноза осадков (см. гл. 14), регулярно используемой в оперативных условиях в Гидрометцентре СССР. Расчеты ведутся по 16×12 узлам прямоугольной сетки с шагом 300 км, относящимся к территории Европы и частично к территории Западной Сибири и Казахстана. Исходный срок наблюдений — 3 ч. Предвычисленные значения T и T_d используются при расчете на ЭВМ стратификаций T и T_d и количества осадков. Значения T , кроме того, картографируются и передаются синоптикам. Для предвычисления T и T_d служит следующая информация, хранящаяся в памяти ЭВМ:

а) результаты объективного анализа (ОА) приземной температуры и точки росы в исходный срок по узлам прямоугольной сетки с шагом 150 км;

б) результаты ОА температуры и точки росы на поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа за тот же срок по узлам сетки с шагом 300 км;

в) результаты ОА геопотенциалов H_{1000} , H_{850} , H_{700} , H_{500} , H_{300} за исходный срок по узлам сетки с шагом 300 км;

г) синоптико-гидродинамические прогнозы приземного давления заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по узлам сетки с шагом 300 км;

д) гидродинамические прогнозы геопотенциалов H_{850} , H_{700} , H_{500} , H_{300} заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по узлам сетки с шагом 300 км.

Перечисленная согласно пп. а—д информация относится к области 27×23 узлов с шагом 300 км, значительно превышающей указанную выше область прогноза температуры и точки росы.

Важнейшей частью рассматриваемой численной схемы является определение адвективных значений температуры и точки росы (T_a и $T_{d, a}$). Для каждого узла сетки значения T_a и $T_{d, a}$ на той или иной поверхности определяются в исходный срок наблюдений (по данным ОА) в начальной точке прогностической траектории

воздушной частицы, соответствующей заблаговременности прогноза. Поскольку начальная точка траектории, как правило, не совпадает с каким-либо узлом сетки, значения T_a (или $T_{d,a}$) вычисляются по данным ОА T (или T_d) в четырех ближайших к этой точке узлах путем билинейной интерполяции. Расчет положения (координат) начальных точек прогностических траекторий излагается в гл. 3.

Температура и точка росы на поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа в данной схеме предвычисляются по следующим уравнениям регрессий:

$$T_{\text{пр}} = T_a + F_1[(\Delta T)_a - F_3] + F_2(T_a - F_4) + F_5, \quad (11.6.1)$$

$$T_{d,\text{пр}} = T_{d,a} + C_1[(\Delta T_d)_a - C_3] + C_2(D_a - C_4) + C_5, \quad (11.6.2)$$

где $(\Delta T)_a$ — адвективное изменение T (разность в исходный срок между адвективной температурой и температурой в узле, для ко-

Таблица 11.6.1

Значения величин $F_1—F_3$ и $C_1—C_5$ в формулах (11.6.1) и (11.6.2)

Изобари- ческая поверх- ность, гПа	Заблаго- времен- ность прогноза, ч	F_1	F_2	F_3	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5
Декабрь, январь									
850	12	—0,25	—0,04	2,0	—0,20	0	1,3	4,8	0,2
	24	—0,25	—0,12	2,6	—0,25	0,15	1,8	4,8	0,2
	36	—0,25	—0,20	3,2	—0,30	0,30	2,3	4,8	0,2
700	12	—0,25	—0,04	1,3	—0,15	0	1,3	5,8	0,2
	24	—0,25	—0,12	1,9	—0,20	0,15	1,8	5,8	0,2
	36	—0,25	—0,20	2,5	—0,25	0,30	2,3	5,8	0,2
500	12	—0,20	—0,04	0,6	—0,10	0	0,9	5,8	0,2
	24	—0,20	—0,12	1,2	—0,15	0,15	0,9	5,8	0,2
	36	—0,20	—0,20	1,8	—0,20	0,30	0,9	5,8	0,2
300	12	—0,25	—0,04	—0,1	—0,05	0	0,9	4,8	0,2
	24	—0,25	—0,12	0,5	—0,10	0,15	0,9	4,8	0,2
	36	—0,25	—0,20	1,1	—0,15	0,30	0,9	4,8	0,2
Июнь, июль									
850	12	—0,25	—0,05	0	—0,20	0,15	—0,4	5,2	—0,2
	24	—0,30	—0,10	0	—0,25	0,20	—0,6	5,2	0,5
	36	—0,35	—0,15	0	—0,30	0,20	—0,8	5,2	—0,2
700	12	—0,25	—0,05	0	—0,20	0,15	—0,4	7,8	—0,2
	24	—0,30	—0,10	0	—0,25	0,28	—0,6	7,8	0,5
	36	—0,35	—0,15	0	—0,30	0,28	—0,8	7,8	—0,2
500	12	—0,20	—0,05	0	—0,20	0,15	—0,4	7,8	—0,2
	24	—0,25	—0,10	0	—0,25	0,36	—0,6	7,8	0,5
	36	—0,35	—0,15	0	—0,30	0,36	—0,8	7,8	—0,2
300	12	—0,25	—0,05	0	—0,20	0,15	0,3	5,2	—0,2
	24	—0,30	—0,10	0	—0,25	0,44	0,3	5,2	0,5
	36	—0,35	—0,15	0	—0,30	0,44	0,3	5,2	—0,2

торого предвычисляется прогноз); $(\Delta T_d)_a$ — адвективное изменение точки росы; $D_a = T_a - T_{d,a}$; $F_4 = \bar{T}_a$ (среднее значение T_a по 16×12 узлам); $F_5 = -0,7F_3 + 0,4$ (для прогноза заблаговременностью 12 и 36 ч), $F_5 = -0,7F_3$ (для прогноза заблаговременностью 24 ч). Значения величин F_1 , F_2 , F_3 и $C_1 - C_5$ даются в табл. 11.6.1. Для месяцев, не указанных в таблице, берутся промежуточные значения этих величин.

Формулы (11.6.1) и (11.6.2) представляют собой упрощенный вариант уравнений регрессий, полученных для средней полосы Европейской территории СССР по материалам за три зимних и два летних сезона. Испытание на независимом материале за период с июня 1979 г. по май 1980 г. и за последующие два летних и один зимний сезон показали, что использование формул (11.6.1) и (11.6.2) позволяет снизить ошибки прогноза заблаговременностью 24 и 36 ч примерно на 20 % по сравнению с прогнозами, в которых будущие изменения T и T_d принимаются равными их адвективным изменениям. При этом изменчивость и относительные ошибки прогноза T для Москвы в среднем близки соответственно к 3°C и 0,75.

Прогностическая приземная температура в данной схеме при заблаговременности прогноза 24 ч принимается равной $T_{\text{пр}}$. При заблаговременности прогноза 12 или 36 ч приземная температура предвычисляется по формуле

$$T_{\text{пр}} = (1 - 0,1\bar{D})[T_p + (\Delta T)_{\text{сх}}] + 0,1\bar{D}T_2, \quad (11.6.3)$$

причем T_p — ожидаемая температура, полученная в результате регрессионного анализа, равна:

$$T_p = T_a - (0,4 - 0,2A)(\Delta T)_a + A - 1 \quad (\text{при адвекции тепла}),$$

$$T_p = T_a - (0,2 + 0,2A)(\Delta T)_a + A - 1 \quad (\text{при адвекции холода}).$$

Здесь T_a — температура у поверхности Земли в исходный срок в начальной точке прогностической траектории воздушной частицы соответствующей заблаговременности, средней между траекториями на поверхностях 1000 и 850 гПа; $(\Delta T)_a = T_a - T_{\text{и}}$ ($T_{\text{и}}$ — температура у поверхности Земли в исходный срок в узле, для которого предвычисляется температура); A — коэффициент, изменяющийся в зависимости от сезона (равный нулю в декабре и январе и единице в июне и июле, для остальных месяцев берется интерполированное значение A); \bar{D} — дефицит точки росы (в $^\circ\text{C}$) на поверхностях 850, 700 и 500 гПа, средний между начальным дефицитом для данных полусуток (а при прогнозе на 36 ч — для третьих полусуток после исходного срока) в начальной точке соответствующего отрезка траектории и прогностическим значением дефицита для узла сетки при расчете стратификации T и T_d . При расчете \bar{D} дефициты на указанных трех поверхностях берутся с весовыми множителями, значения которых убывают с высотой. При

0,1 $\bar{D} > 0,5$ в формуле (11.6.3) принимается $0,1\bar{D} = 0,5$; T_2 — температура на поверхности 1000 гПа, которая получается путем сухадиабатического опускания с поверхности 850 гПа (с мая по август), 950 гПа (с ноября по февраль), с 900 гПа (в остальные месяцы). Наложено ограничение $T_{\text{пр}} \leq T_2 + 0,5$; $(\Delta T)_{\text{сх}}$ — обусловленное суточным ходом изменение температуры воздуха, которое вычисляется по формуле

$$(\Delta T)_{\text{сх}} = [(0,1\bar{D} + 0,2)(1,3 - 0,2S) + 0,1 \cdot 0,2\bar{D} - 0,1] K A_{\text{я}}, \quad (11.6.4)$$

где S — длина в долях единицы (шаг сетки 300 км принимается за единицу) прогностической траектории воздушной частицы для данных полусуток, средней между траекториями на поверхностях 1000 и 850 гПа; приняты ограничения: $0,1\bar{D} + 0,2 \leq 1,1$, $S \geq 1$, $0,2\bar{D} \leq 1$, $K \geq 0,1$ — множитель, учитывающий влияние облачности; $A_{\text{я}}$ — амплитуда суточного хода температуры воздуха при ясном небе, рассчитываемая по формуле, предусматривающей месяц и географическое положение каждого узла (в частности, для ближайшего с востока к Москве узла $A_{\text{я}} = 12,5^\circ\text{C}$ в июне и июле и $A_{\text{я}} = 5^\circ\text{C}$ в декабре и январе).

Ошибки численных прогнозов приземной температуры воздуха заблаговременностью 24 ч на срок 3 ч по узлам сетки, полученные по данным ОА, близки к ошибкам синоптических прогнозов минимальной температуры воздуха по пункту на ближайшую ночь. Численные прогнозы температуры на срок 15 ч заблаговременностью 36 ч несколько уступают по оправдываемости синоптическим прогнозам максимальной температуры на следующий день. Это частично вызвано тем, что в численной схеме вместо данных об облачности, оказывающей влияние на приземную температуру, берется дефицит точки росы на высотах. Другая причина ошибок прогноза температуры воздуха заключается в неточности расчета прогностических траекторий воздушных частиц по прогностическим полям давления и геопотенциала.

Приземная точка росы в данной схеме предвычисляется по формуле

$$T_{d, \text{пр}} = T_{d, \text{а}} - 0,2 (\Delta T_d)_{\text{а}} + C, \quad (11.6.5)$$

где $T_{d, \text{а}}$ — адвективная приземная точка росы, определяемая для той же точки, в которой определяется адвективная приземная температура воздуха; $(\Delta T_d)_{\text{а}} = T_{d, \text{а}} - T_{d, \text{и}}$ ($T_{d, \text{и}}$ — приземная точка росы в исходный срок в узле сетки); $C = 0$ для прогноза заблаговременностью 24 ч и $C = 0,5$ для прогноза заблаговременностью 12 и 36 ч.

Если для какого-либо узла сетки на любой из пяти рассматриваемых поверхностей в результате расчетов окажется $T_{d, \text{пр}} > T_{\text{пр}}$, то принимается $T_{d, \text{пр}} = T_{\text{пр}}$. Получающийся при таком расчете «избыток влаги» запоминается ЭВМ и используется для уточнений в схеме расчета количества осадков.

12.1. Уравнение переноса влажности воздуха в атмосфере

Для изучения и практического определения изменений влажности воздуха в атмосфере основным является уравнение переноса влаги. Если в качестве косвенной характеристики влажности воздуха воспользоваться точкой росы (T_d) или дефицитом точки росы ($D = T - T_d$), то для ненасыщенного водяным паром воздуха уравнения переноса для T_d и D с учетом главных факторов имеют вид:

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y}\right) + (\gamma_{aT_d} - \gamma_{T_d})\omega + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}, \quad (12.1.1)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y}\right) + (\gamma_{aD} - \gamma_D)\omega + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial D}{\partial z}, \quad (12.1.2)$$

где u, v — горизонтальные составляющие скорости ветра, ω — вертикальная составляющая, γ_{aT_d} , γ_{T_d} и γ_{aD} , γ_D — соответственно адиабатический и фактический вертикальные градиенты точки росы и дефицита точки росы, k — коэффициент турбулентности.

Для приземного слоя атмосферы, где члены, зависящие от ω , пренебрежимо малы, уравнения (12.1.1) и (12.1.2) будут иметь вид:

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}, \quad (12.1.3)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial D}{\partial z}. \quad (12.1.4)$$

Следовательно, локальные изменения точки росы и ее дефицита в ненасыщенном воздухе в приземном слое атмосферы происходят в основном в результате горизонтального переноса водяного пара (первые слагаемые правых частей уравнений) и турбулентного влагообмена с подстилающей поверхностью (вторые слагаемые). Последний обуславливает суточный ход приземной влажности воздуха. Он же играет основную роль в трансформационном изменении влажности воздуха в приземном слое атмосферы.

12.1.1. Адвективный перенос влажности воздуха

Адвективное изменение точки росы и ее дефицита $\left(-\left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y}\right), -\left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y}\right)\right)$ обусловлено горизонтальным переносом

водяного пара. Направим ось x по направлению воздушного потока (тогда $u > 0$ и $v = 0$). При адвекции более влажного воздуха $-u \frac{\partial T_d}{\partial x} > 0$, следовательно, $\frac{\partial T_d}{\partial x} > 0$, т. е. значение точки росы в каком-либо фиксированном пункте со временем возрастает. Наоборот, при адвекции менее влажного воздуха $-u \frac{\partial T_d}{\partial x} < 0$ и $\frac{\partial T_d}{\partial x} < 0$. Под влиянием адвекции происходит увеличение дефицита точки росы ($\frac{\partial D}{\partial t} > 0$), если воздух переносится из области с высокими значениями D в область с относительно низким D (адвекция менее влажного воздуха), а при адвекции более влажного воздуха происходит уменьшение дефицита точки росы ($\frac{\partial D}{\partial t} < 0$).

Для расчета адвективных изменений влажности воздуха за некоторый промежуток времени Δt используются карты AT_{850} и приземные синоптические карты. Используются карты обоих уровней или только приземные карты в зависимости от стратификации нижнего слоя атмосферы так же, как и при расчете изменений температуры воздуха. Основным этапом расчета является построение траектории движения воздушной частицы, переместившейся к моменту времени $t + \Delta t$ в точку прогноза. С целью учета перестройки поля давления за время Δt построение траекторий производится шагами по времени, число которых определяется интервалом Δt (см. гл. 3). Начальные точки траектории наносятся на исходную карту погоды, по которой и находится адвективное изменение точки росы или ее дефицита (разность значений этих величин в конечных и начальных точках траектории).

12.1.2. Трансформационные изменения влажности воздуха

Наибольшее влияние на трансформационные изменения влажности воздуха в приземном слое атмосферы оказывает вертикальный турбулентный влагообмен с подстилающей поверхностью. Трансформационные изменения приземной влажности воздуха зависят главным образом от степени увлажнения подстилающей поверхности вдоль траектории переноса воздуха и интенсивности вертикального турбулентного влагообмена. В свою очередь интенсивность турбулентного обмена в приземном слое атмосферы возрастает с увеличением неустойчивости температурной стратификации и усилением ветра. Увеличение скорости ветра и вертикального градиента температуры воздуха приводит к усилению вертикального перемешивания воздуха, что способствует увеличению толщины слоя, в котором происходит влагообмен между подсти-

лающей поверхностью и атмосферой, и к соответствующему изменению влажности воздуха у поверхности Земли.

В теплый период года над континентами наблюдается преобладание турбулентного обмена в дневное время, так как эта часть суток характеризуется большим вертикальным температурным градиентом и, следовательно, направлением потоков влаги от земной поверхности вверх.

Над океанами и покрытой снегом земной поверхностью суточный ход турбулентного обмена ослаблен.

Перераспределение поступающей от подстилающей поверхности влаги будет зависеть от уже имеющегося влагосодержания воз-

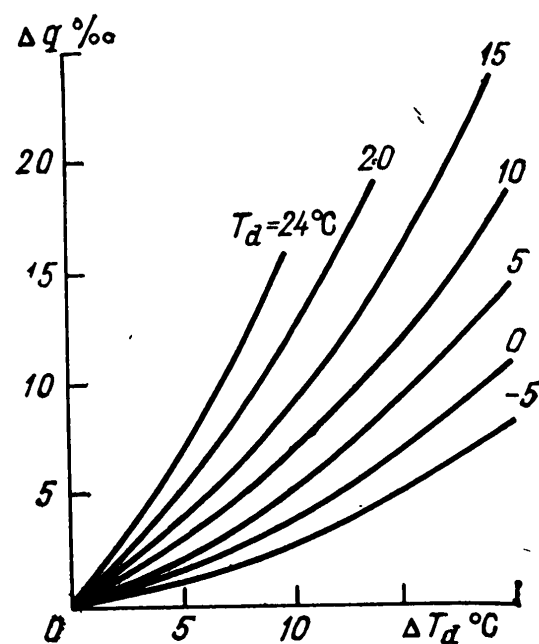


Рис. 12.1.1. Связь между приростом Δq и ΔT_d при различных значениях T_d .

душной массы. Однако количественно оценить это перераспределение пока трудно.

Наиболее сложной задачей при использовании уравнений (12.1.3) и (12.1.4) является определение влияния вертикального турбулентного влагообмена на локальные изменения точки росы (или дефицита точки росы). В результате совместного решения системы уравнений переноса для температуры и массовой доли водяного пара (удельной влажности) в приземном слое атмосферы можно получить зависимость между трансформационными изменениями этих величин:

$$\Delta q = 0,7 q_0 \Delta T, \quad (12.1.5)$$

где q_0 — массовая доля водяного пара в начале траектории, ΔT — трансформационное изменение температуры воздуха.

Выражение (12.1.5) справедливо в случае перемещения воздуха над однородно увлажненной подстилающей поверхностью и при ожидаемом повышении температуры воздуха.

Перевод трансформационных изменений массовой доли водяного пара Δq (в ‰) в трансформационные изменения точки росы ΔT_d (°C) можно осуществить с помощью графика (рис. 12.1.1).

В теплое время года трансформационное изменение влажности вследствие испарения с поверхности почвы при перемещении

ненасыщенного водяным паром воздуха зависит от степени увлажнения подстилающей поверхности. При перемещении с сухой почвы на размокшую или сырую влажность воздуха увеличивается. При этом в случаях, когда адвективное значение $D_a \geq 4^\circ\text{C}$, трансформационный приrost точки росы ΔT_d составит приблизительно 2° ; при $4^\circ\text{C} < D_a \leq 8^\circ\text{C}$ значение $\Delta T_d \approx 4^\circ\text{C}$; при $8^\circ\text{C} < D_a \leq 12^\circ\text{C}$ значение $\Delta T_d \approx 5^\circ\text{C}$; при $12^\circ\text{C} < D_a \leq 20^\circ\text{C}$ значение $\Delta T_d \approx 8^\circ\text{C}$. Этими зависимостями трансформационного прироста точки росы от адвективного дефицита точки росы можно пользоваться и в случае перемещения воздуха с сухой почвы на влажную, уменьшив лишь значение прироста точки росы на 2°C .

В случае перемещения воздуха с влажной или размокшей почвы на сухую, точка росы в поступающем воздухе будет понижаться в среднем на $1,5^\circ\text{C}$. При перемещении воздуха над сухой почвой $\Delta T_d = 0^\circ\text{C}$ и при прогнозе влажности в этом случае достаточно ограничиться учетом адвекции.

В воздухе, насыщенном водяным паром, трансформационные изменения точки росы ΔT_d равны трансформационным изменениям температуры воздуха. Например, если ожидается дождь в течение некоторого интервала времени (следовательно, $D = 0$) и одновременно трансформационное понижение или рост температуры воздуха на $4\text{—}5^\circ\text{C}$, то для этого интервала следует ожидать такое же изменение точки росы. Это правило применимо для любого времени года.

В холодную половину года трансформационное изменение точки росы принимается равным трансформационному изменению температуры и при дефицитах, отличных от нуля. Однако если трансформационное понижение температуры по абсолютной величине окажется больше, чем D , то значение T_d принимается равным значению температуры воздуха T с учетом поправки на трансформацию. Это правило применимо как для поверхности Земли, так и для уровней 850 и 700 гПа.

В других случаях, поскольку данных о трансформационных изменениях влажности на высотах не имеется, при прогнозе точки росы на стандартных уровнях атмосферы следует пользоваться ее адвективными значениями.

12.2. Расчет приземной влажности воздуха с учетом ее суточного хода

С учетом основных факторов формулу для расчета прогноза точки росы можно записать в виде

$$T_d = (T_d)_a + \Delta T_d, \quad (12.2.1)$$

где T_d — прогностическое значение точки росы; $(T_d)_a$ — точка росы, обусловленная адвекцией; ΔT_d — изменение точки росы вследствие трансформации.

В качестве исходной метеорологической информации используются карты погоды в 3 ч мск текущих суток.

Расчет прогностических значений точки росы производится в следующей последовательности.

1. По исходной синоптической карте в 3 ч и прогностическим картам соответствующей заблаговременности строится прогностическая траектория воздушной частицы с заблаговременностью 12, 24 или 36 ч и находятся адвективные значения $(T_d)_{a_{12}}$, $(T_d)_{a_{24}}$ или $(T_d)_{a_{36}}$.

2. Прогноз точки росы с заблаговременностью 12 и 36 ч производится по формуле (12.2.1), причем ΔT_d определяется по графику суточного хода точки росы как разность между экстремальным отклонением значения точки росы в дневные часы от ее значения в исходный срок.

Прогноз точки росы с заблаговременностью 24 ч вычисляется по этой же формуле с той разницей, что определяется ΔT_d без учета суточного хода, в зависимости от степени увлажнения подстилающей поверхности по формуле (12.1.5) и графику 12.1.1.

В табл. 12.2.1 приведены для ряда пунктов СССР данные о средних значениях отклонений точки росы от ее значений в 19 ч для теплого полугодия. Данные табл. 12.2.1 разделены по типам суточного хода T_d .

Тип I имеет два максимума (утром и вечером) и два минимума (ночью и днем). Тип II характеризуется одним максимумом днем и одним минимумом ночью. Тип I чаще всего встречается над сухой подстилающей поверхностью и при малооблачной погоде (0—4 балла). При суточном ходе точки росы по второму типу преобладает влажная подстилающая поверхность и облачная погода (5—7 баллов), часто с ливневыми осадками.

Для расчета в формуле (12.2.1) изменений точки росы за счет суточного хода ΔT_d в каком-либо пункте с заблаговременностью 12 и 36 ч необходимо сначала определить состояние почвы (согласно синоптическому коду), а затем по имеющимся статистическим данным табл. 12.2.1 найти соответствующий ему тип суточного хода точки росы и определить ΔT_d текущих и следующих суток. Для этого следует из табличного значения отклонения T_d , соответствующего времени суток, для которого составляется прогноз, вычесть табличное значение, соответствующее исходному сроку. Например, при прогнозе T_d по Москве на 16 ч московского летнего времени (т. е. $14\frac{1}{2}$ ч московского среднесолнечного времени) по исходным данным за 4 ч московского летнего времени ($2\frac{1}{2}$ ч московского среднесолнечного времени) при типе II суточного хода T_d , следует вычислить $\Delta T_d = 1,25 - (-1,95) = 3,2^\circ\text{C}$.

Несмотря на то, что данный способ прогноза получил применение в синоптической практике, эффективность его ограничена, так как эмпирические данные о суточном ходе точки росы получены только для теплого полугодия и для нескольких пунктов на территории СССР.

Таблица 12.2.1

Средние значения отклонений точки росы от ее значений в 19 ч (местного среднесолнечного времени) в теплое полугодие для типов I и II суточного хода точки росы

Пункт	Время, ч														
	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тип I															
Чита	0,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,4	0,0	-0,6	-1,0	-1,6	-0,6	0,2	0,8	0,8	0,2
Ереван	0,0		-0,2	0,2	0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	0,6
Свердловск	0,0				0,0	0,0	-0,2	-0,7	-1,0	-1,2	-1,3	-1,0	-0,2	0,0	-0,1
Москва	0,0		0,0	-0,2	-0,4	-0,5	-0,7	-1,0	-1,2	-1,3	-1,5	-1,2	-0,8	-0,6	-0,5

Пункт	Время, ч													
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Тип I														
Чита	-1,0	-2,4	-4,0	-5,4	-6,0	-6,4	-5,4	-4,0	-1,4	0,0				
Бреван	0,3	0,0	-0,7	-1,4	-2,2	-2,8	-3,0	-2,7	-1,6	-0,7	0,1	0,0	-0,1	0,0
Свердловск	-0,6	-1,3	-2,0	2,5	-2,8	-3,0	-3,0	-2,6	-2,1	-1,5	-1,0	-0,4		
Москва	-0,8	-1,2	-1;8	-2,4	-2,7	-2,7	-2,5	-2,2	-1,7	-1,0	-0,5	-0,0		

Пункт	Время, ч														
	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	

Тип II

Чита	0,0	-0,4	-0,8	-1,3	-2,0	-2,6	-3,0	-3,2	-3,4	-3,3	-3,0	-2,6	-2,0	-1,5
Москва	0,0		0,0	-0,5	-0,8	-1,3	-1,6	-1,9	-2,0	-1,9	-1,8	-1,5	-1,2	-0,8
Свердловск	0,0				0,0	-0,1	-0,3	-0,7	-0,9	-1,0	-0,8	-0,5	0,0	0,6
Вильнюс	0,0	0,0	-0,0	-0,2	-0,6	-1,0	-1,4	-1,8	-2,2	-2,5	-2,7	-2,7	-2,5	-2,1
Красноярск	0,0	0,0	-0,4	-0,7	-0,1	-1,3	-1,6	-1,8	-2,0	-2,1	-2,2	-2,2	-2,0	-1,8

Пункт	Время, ч														
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23

Тип II

Чита	-1,1	-0,8	-0,5	-0,3	-0,4	-0,5	-0,5	-0,6	-0,5	-0,4	-0,5		0,0		
Москва	-0,5	0,0	0,3	0,7	1,0	1,2	1,3	1,3	1,2	1,0	0,7	0,4	0,6	0,1	0,0
Свердловск	1,2	1,7	2,3	2,6	2,8	2,7	5,2	2,3	2,0	1,7	1,4	1,0			
Вильнюс	-1,7	-1,3	-0,9	-0,5	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	-0,1	-0,1			
Красноярск	-1,5	-1,2	-1,0	-0,8	-0,5	-0,3	-0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,0			

Формула (12.2.1) имеет тот недостаток, что она не учитывает реальных физических особенностей изменения влажности воздуха в приземном слое атмосферы. В частности, при введении поправки, зависящей от суточного хода точки росы, допускается, что ее значение не зависит от скорости перемещения воздушных масс. В следующем параграфе указываются пути к устранению этого недостатка.

12.3. Расчет приземной влажности воздуха с использованием климатических среднемесячных карт амплитуд точки росы или дефицита точки росы

Прогноз погоды обычно составляется по исходным данным в 3 ч мск на день текущих суток, на ночь и день следующих суток. По исходным данным в 15 ч соответственно составляются прогнозы на ближайшую ночь, а также на следующие за ней день и ночь.

Расчет точки росы (T_d) и дефицита точки росы (D), основанный на применении уравнения переноса влаги, с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч (время мск) для влажной подстилающей поверхности (тип II суточного хода) производится по формулам:

$$\left. \begin{aligned} (T_d)_{12} &= (T_d)_a + k_1 (T_{d_k} - T_{d_a}) \pm (a_N A_{T_d})_I \\ D_{12} &= D_a + k_2 (D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I \end{aligned} \right\} \quad (12.3.1)$$

$$\left. \begin{aligned} (T_d)_{24} &= (T_d)_a + k_1 (T_{d_k} - T_{d_a}) \mp (a_N A_{T_d})_I \pm (a_N A_{T_d})_{II} \\ D_{24} &= D_a + k_2 (D_k - D_a) \mp (a_N A_D)_I \pm (a_N A_D)_{II} \end{aligned} \right\} \quad (12.3.2)$$

$$\left. \begin{aligned} (T_d)_{36} &= (T_d)_a + k_1 (T_{d_k} - T_{d_a}) \pm (a_N A_{T_d})_I \mp (a_N A_{T_d})_{II} \pm (a_N A_{T_d})_{III} \\ D_{36} &= D_a + k_2 (D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I \mp (a_N A_D)_{II} \pm (a_N A_D)_{III} \end{aligned} \right\} \quad (12.3.3)$$

В формулах (12.3.1)—(12.3.3) верхние знаки (+ или —) берутся при прогнозе на 15 ч, а нижние знаки — при прогнозе на 3 ч; $k_1=0,1$, $k_2=0,2$ (или 0,1)—коэффициенты, полученные эмпирически; $(T_d)_{12, 24, 36}$ и $(D)_{12, 24, 36}$ — прогностические (диагностические) значения точки росы и дефицита точки росы с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч; $(T_d)_a$ и D_a — адвективные значения точки росы и дефицита точки росы в начальных точках траекторий в исходный срок наблюдений; $(T_d)_k$ и $(D)_k$ — значения точки росы и дефицита точки росы в исходный срок наблюдений в конечных точках траекторий; $(A_{T_d})_{I, II, III}$, $(A_D)_{I, II, III}$ — климатические значения среднемесячной амплитуды точки росы и дефицита точки росы в средних точках 12-часовых отрезков траекторий воздушных частиц с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч, последовательно постро-

енных от пункта прогноза (диагноза). Значения A_{T_d} и A_D снижаются со специально построенных для территории СССР и Европы среднемесячных среднеклиматических карт амплитуд точки росы и дефицита точки росы (см. приложение 6). $(a_N)_{I, II, III}$ — эмпирические коэффициенты, определяемые согласно табл. 12.3.1 в зависимости от количества облаков, осредненного в случае диагноза за два последовательных срока наблюдений для тех же средних точек 12-часовых траекторий.

Таблица 12.3.1

Значения коэффициентов $a_{N_{I, II, III}}$ в зависимости от соотношения между фактической исходной и климатической облачностью и от сроков, на которые производится расчет

Срок, ч	Соотношение	$a_{N_{I, II, III}}$
3	$N_{исх} = \bar{N}_{клим}$	0,7
	$N_{исх} > \bar{N}_{клим}$	0,6
	$N_{исх} < \bar{N}_{клим}$	1,3
15	$N_{исх} = \bar{N}_{клим}$	1,0
	$N_{исх} > \bar{N}_{клим}$	0,5
	$N_{исх} < \bar{N}_{клим}$	1,5

Для определения этих коэффициентов используются сведения об облачности, приведенной к нижнему ярусу, аналогично тому, как это делается при прогнозе (диагнозе) температуры по формулам главы 11.

Значение коэффициентов $(a_N)_{I, II, III}$ выбирается из таблицы 12.3.1 в зависимости от срока прогноза (на 3 или 15 ч мск) и от соотношения между среднеклиматическим и фактическим (в конкретном случае) значениями облачности в рассматриваемой точке, приведенной к нижнему ярусу. Среднеклиматические значения облачности определяются по специально построенным ежемесячным картам среднеклиматической облачности для территории СССР и Европы (приложение 7).

Данные, взятые в середине 12-часовых отрезков траектории соответствующей заблаговременности, которые используются при расчете трансформационных изменений влажности (прогрев и охлаждение за счет суточного хода и облачности), характеризуют движущуюся воздушную массу. Расчеты влажности воздуха по формулам (12.3.1) — (12.3.3) можно производить в диагнозе и прогнозе.

В первом случае исключаются ошибки неточности прогноза барического поля, что весьма важно для оценки эффективности данной методики. Во втором — оцениваются реальные возможности прогноза влажности воздуха на основе имеющейся прогностической

информации о будущих барических полях. Для сухой подстилающей поверхности (соответственно типу I суточного хода) слагаемые в формулах (12.3.1)—(12.3.3) с индексами I, II, III берутся с противоположными знаками.

Способ расчета точки росы и ее дефицита с учетом их адвективного переноса и трансформационных изменений за счет суточного хода при использовании специально построенных карт многолетних среднемесячных амплитуд точки росы, дефицита точки росы и облачности в перемещающейся воздушной массе применим в численных расчетах. Проверка этого способа на прогностическом материале (по 96 случаям для каждой из трех заблаговременностей) показала оправдываемость 89,1, 84,2 и 83,3 % при прогнозе T_d и 79,7, 83,5 и 60,0 % при прогнозе D .

Описанная в данном параграфе методика сравнивалась (в диагнозе) с методикой, изложенной в предыдущем параграфе. Расчет по 120 случаям для каждой из трех заблаговременностей показал преимущество этой методики: по сравнению с результатами, полученными при использовании методики в п. 12.2, на 10—15 % уменьшилась абсолютная ошибка и улучшилась оправдываемость (при допуске ошибки расчета $\pm 2^\circ\text{C}$ соответственно Наставлению по службе прогнозов, раздел 2, части III, IV, V, 1981 г.).

Согласно результатам опытного использования (в весенний и летний сезоны) описанной методики прогноза влажности с заблаговременностью 24 и 36 ч (125 прогнозов на 24 ч и 128 прогнозов на 36 ч в районе Москвы) для всех синоптических ситуаций летом абсолютная ошибка этих прогнозов составила $2,3^\circ\text{C}$, а прогнозов синоптиков $3,2^\circ\text{C}$, весной соответственно 2,9 и $3,1^\circ\text{C}$.

Пример. Прогноз точки росы и дефицита точки росы в приземном слое атмосферы с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч.

На рис. 12.3.1 представлена исходная приземная карта погоды в 3 ч мск 19 июля 1976 г., на которую нанесены прогностические траектории воздушных частиц. Траектория с 24-часовой заблаговременностью состоит из двух, а 36-часовая — из трех 12-часовых отрезков. Кружком, прямоугольником и треугольником на рисунке отмечены средние точки полусуточных отрезков траекторий воздушных частиц соответственно прогнозам 12, 24 и 36-часовой заблаговременности.

Расчет прогноза точки росы и ее дефицита с 12, 24 и 36-часовой заблаговременностью производится по формулам (12.3.1)—(12.3.3). Результаты расчета приведены в табл. 12.3.2, которую целесообразно составлять при использовании методики прогноза T_d и D на практике.

1. По исходной синоптической карте в 3 ч мск с помощью прогностических траекторий, построенных с 12, 24 и 36-часовой заблаговременностью, определяются адвективные значения температуры воздуха, точки росы и ее дефицита (их значения в начальных точках траекторий) T_a , T_{d_a} , D_a ; по этой же карте определяются также значения указанных метеорологических величин в пункте прогноза K : T_k , T_{d_k} , D_k . Полученные значения помещают в табл. 12.3.2.

2. По формулам $\Delta T_{d_k} = T_{d_k} - T_{d_a}$ и $\Delta D_k = D_k - D_a$ определяются величины $(\Delta T_{d_k})_{12}$, $(\Delta T_{d_k})_{24}$, $(\Delta T_{d_k})_{36}$ и $(\Delta D_k)_{12}$, $(\Delta D_k)_{24}$, $(\Delta D_k)_{36}$, необходимые для расчета второго члена в формулах (12.3.1)—(12.3.3). Величины k_1 и k_2 принимаются равными 0,1.

3. В средних точках соответствующих полусуточных отрезков прогностических траекторий на приземной карте за исходный срок (рис. 12.3.1) определяется количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов и их общее количество. Затем по формулам гл. 11 определяется количество облачности, приведенной к нижнему ярусу ($N_{исх}$).

4. В указанных средних точках с климатических среднемесячных карт амплитуд точки росы и дефицита точки росы, средней облачности, приведенной

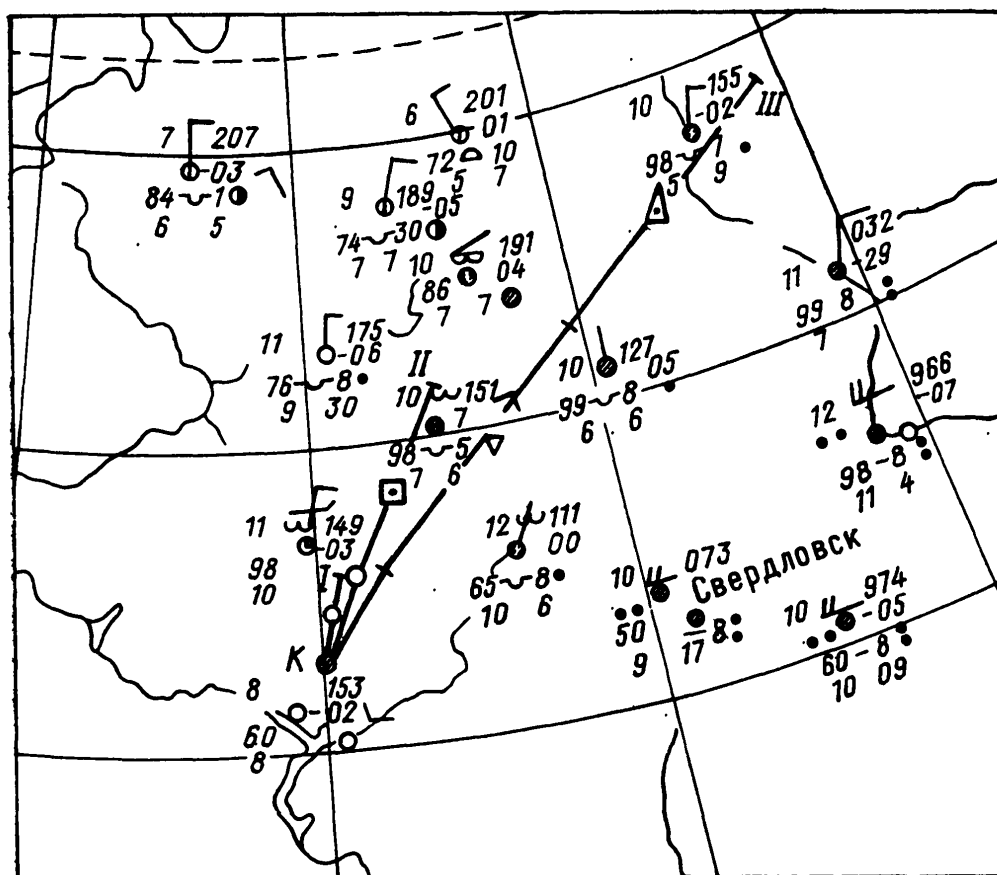


Рис. 12.3.1. Приземная синоптическая карта погоды в 3 ч мск 19 июля 1976 г. и прогностические траектории воздушных частиц с заблаговременностью 12 ч (I), 24 ч (II) и 36 ч (III).

Таблица 12.3.2

Пример прогноза точки росы и дефицита точки росы, 3 ч мск 19 июля 1976 г.

Заблаговременность t , ч	T_a	T_k	T_{da}	T_{dk}	D_a	D_k	ΔT_{dk}	ΔD_k	$N_{исх}$	N	a_N для D
12	9	10	8	8	1	2	0	1	2	5,0	1,1
24	11	10	9	8	2	2	-1	0	2	5,3	1,1
36	10	10	5	8	5	2	3	-3	6,3	7,0	1,0

Заблаговременность t , ч	a_N для T_d	A_{T_d}	A_D	$a_N A_{T_d}$	$a_N A_D$	$T_{dпр}$	$D_{пр}$	$T_{dф}$	$D_{ф}$	δT_d	δD
12	1,5	2,0	7,7	3,0	7,7	11,0	8,8	11	7	0	-1,8
24	1,5	2,6	6,3	3,9	6,9	8,0	2,8	8	3	0	2,8
36	1,0	2,0	7,4	2,0	7,4	6,4	12,9	8	12	1,6	-0,9

к нижнему ярусу (приложения 4, 6 и 7) снимаются значения величин N , A_{T_d} , A_D .

5. Для перехода от средних трансформационных изменений T_d и D , соответствующих среднему месячному количеству низких облаков (п. 4), к их действительным трансформационным изменениям, соответствующим наблюдаемой облачности, определяем значение поправочного коэффициента a_N по табл. 12.3.1. Для расчета дефицита точки росы по исходным данным за 3 ч с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч найденные значения a_N соответственно составили 1,1, 1,1 и 1,0; для точки росы — 1,5, 1,5 и 1,0.

6. По данным об амплитудах T_d , D и a_N определяем их фактические трансформационные изменения $a_N A_{T_d}$ и $a_N A_D$. Этот вклад в трансформационные изменения точки росы и ее дефицита учитывается при прогнозе всех трех заблаговременностей. Знаки плюс или минус перед величинами $a_N A_{T_d}$ и $a_N A_D$ берутся в зависимости от срока прогноза.

7. Прогностические значения точки росы $T_{d_{пр}}$ и ее дефицита $D_{пр}$, получают путем алгебраического суммирования значений величин T_{d_a} , $k_1 \Delta T_{d_k}$, $a_N A_{T_d}$ и D_a , $k_2 \Delta D_k$, $a_N A_D$.

8. Величины $T_{d_{ф}}$ и $D_{ф}$ — фактические значения точки росы и ее дефицита, наблюдавшиеся в пункте прогноза K в сроки, для которых составлялся прогноз.

9. Абсолютные ошибки прогноза $\delta T_d = T_{d_{ф}} - T_{d_{пр}}$ и $\delta D = D_{ф} - D_{пр}$.

В результате расчетов прогностические значения точки росы и ее дефицита в пункте прогноза K с 12, 24 и 36-часовой заблаговременностью соответственно составили 11, 8, 6,4 °C и 8,8, 2,8, 12,9 °C. В действительности в пункте K в сроки, для которых составлялся прогноз, точка росы и ее дефицит были соответственно равны 11, 8, 8 °C и 7, 3, 12 °C.

Приведенные в данном параграфе результаты свидетельствуют о том, что описанный метод расчета точки росы и ее дефицита с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по формулам (12.3.1) — (12.3.3) с учетом состояния увлажненности подстилающей поверхности при наличии удовлетворительного прогноза барических полей приемлем для использования в оперативной практике.

Глава 13

Прогноз облачности

13.1. Общие положения

Прогноз облачности включает в себя прогноз количества облаков в баллах или градациях облачности. Прогноз границ облачности дается лишь для авиации, поэтому в настоящей главе расчетные способы прогноза границ облачности не рассматриваются. При составлении прогноза необходимо руководствоваться следующими положениями.

Прогноз облачности составляется на основе тех закономерных связей, которые существуют между образованием и эволюцией основных форм облаков и различными синоптическими объектами (воздушные массы, атмосферные фронты, барические образования). Перемещение синоптических объектов с их характеристиками облачного режима определяет перемещение облаков из одних районов в другие. Это перемещение необходимо рассматривать, однако, не как простой перенос уже сформировавшихся облаков, а как перемещение облакообразующей зоны, характеризующейся определенными процессами.

Очень важным этапом работы прогнозиста является анализ фактических данных об облачности с их критической оценкой и в связи с развитием конкретных синоптических процессов. На основе анализа данных наблюдений и развития синоптических процессов синоптик должен получить ясное представление о пространственном распределении облачности над достаточно обширной территорией в течение прошедших суток.

Главной методической основой прогноза облачности является учет генетической обусловленности облаков, т. е. учет основных причин образования и эволюции облаков. В связи с этим необходимо различать особенности условий образования и эволюции внутримассовой и фронтальной облачности.

К основным формам внутримассовой облачности относятся St, Sc, Cu, Cb. Первые две формы характерны для теплых устойчивых воздушных масс; над континентами они чаще всего образуются в холодную половину года, над морем — в теплую. Наоборот, облака Cu и Cb типичны для холодных неустойчивых воздушных масс; над континентом они появляются преимущественно в теплую половину года, над морем — в холодную.

Наиболее благоприятные условия для образования облачных систем большого вертикального и горизонтального протяжения создаются в зоне атмосферных фронтов. Это объясняется тем, что именно во фронтальных зонах чаще всего возникают значительные по величине упорядоченные вертикальные движения воздуха, охватывающие обширные пространства. Облачные системы фронтов различных типов подробно рассмотрены в гл. 7.

В связи с тем, что в холодную половину года воздух бывает насыщен водяным паром чаще, чем в теплую, повторяемость сплошной нижней облачности (8—10 баллов) зимой и осенью выше, чем летом и весной. Эта закономерность — преобладание сплошной облачности нижнего яруса зимой и повышенная повторяемость малооблачной погоды летом — сохраняется практически для всей территории СССР, за исключением высоких широт, Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Зимой как пасмурное, так и малооблачное состояние неба более устойчиво во времени, чем летом. Это связано с тем, что изменение температуры на одно и то же значение в теплом воздухе (летом) сопровождается большими изменениями влажности, чем в холодном воздухе (зимой).

Существенное влияние на формирование и эволюцию фронтальной облачности оказывает характер подстилающей поверхности и рельеф местности. Если над обширной водной поверхностью океанов циклоны, а вместе с ними и фронтальные облачные системы проходят стадии развития, близкие к типовым, то при переходе циклонов на сушу типичность процессов нередко нарушается, влияние же возвышенностей на воздушный поток распространяется вверх на 10-кратную их высоту. Над горными районами общие закономерности нарушаются настолько, что для каждого такого района облакообразование на фронте имеет свои особенности. Об орографических влияниях на облачность подробнее говорится в гл. 9.

Не менее важно и термическое состояние пересеченной местности. Различные участки земной поверхности имеют различный угол наклона к солнечным лучам и альбедо, поэтому они неодинаково прогреваются. В условиях горного рельефа важно учитывать также горно-долинную циркуляцию, что возможно лишь на основании тщательного изучения условий конкретных районов.

13.2. Прогноз облачности нижнего яруса

13.2.1. Оценка влияния отдельных факторов на образование облаков нижнего яруса

Изменения температуры и влажности в нижних слоях атмосферы, приводящие к конденсации водяного пара и образованию облаков, описываются достаточно полно уравнениями притока тепла и переноса влаги; анализ этих уравнений дан в п. 11.1 и 12.1. Учет влияния всех входящих в эти уравнения факторов представляет большие трудности, однако, для диагноза, а в ряде случаев и для прогноза нижней облачности заблаговременностью не более 12 ч полезно использовать найденные опытным путем связи между эволюцией облаков нижнего яруса и некоторыми факторами, обуславливающими неадвективные изменения температуры и влажности воздуха. К этим факторам относятся влияние подстилающей поверхности, турбулентный обмен и упорядоченные вертикальные движения воздуха.

О влиянии подстилающей поверхности можно судить по ее температуре и адвективному изменению температуры воздуха (т. е. ее изменению вдоль траектории воздушных частиц). Знак обусловленного этим фактором трансформационного изменения температуры противоположен знаку ее адвективного изменения. Это означает, что при адвекции тепла воздух, перемещаясь в районы с более низкой температурой подстилающей поверхности, обычно охлаждается, а при адвекции холода над более теплой подстилающей поверхностью — нагревается.

Трансформационные изменения точки росы и температуры не всегда имеют одинаковый знак. Если не происходит конденсации

водяного пара, трансформационные изменения точки росы оказываются меньше трансформационного изменения температуры, в результате чего при перемещении воздушных масс относительное влагосодержание нижних слоев воздуха, характеризующее дефицит точки росы ($T - T_d$), обычно изменяется (способы расчета трансформационных изменений температуры и точки росы в пограничном слое приведены в гл. 11 и 12).

В связи с тем, что трансформационные изменения температуры, как правило, по модулю больше изменений точки росы, при адвекции тепла локальное повышение точки росы в пограничном слое атмосферы оказывается большим, чем локальное повышение температуры, в результате чего наблюдается локальное уменьшение дефицита точки росы. При адвекции холодного воздуха, наоборот, преобладает локальное увеличение дефицита точки росы. Эти положения справедливы в случаях, когда дефицит точки росы в воздухе, поступающем к какому-либо пункту, не превышает дефицита точки росы в самом пункте.

Изменение температуры вдоль траектории переноса воздушных частиц дает первое представление о характере трансформационных изменений температуры и дефицита точки росы в пограничном слое. Более полное представление об этих изменениях может быть получено с учетом турбулентности, оказывающей большое влияние на вертикальное распределение температуры и влажности.

Роль турбулентности в формировании облаков нижнего яруса особенно велика в холодный период года, когда под влиянием охлаждения от поверхности Земли нижние слои тропосферы стратифицируются устойчиво. В этих случаях может образоваться приземная инверсия. В результате обмена между выхолаженной нижней и относительно теплой вышележащей частями пограничного слоя происходит понижение температуры и увеличение относительной влажности в вышележащей части слоя, что может привести к образованию облаков.

Для диагноза и прогноза нижней облачности существенным является оценка интенсивности турбулентности в пограничном слое, для чего следует ориентироваться на такие значения числа Ричардсона (Ri): при $Ri \leq 1$ турбулентный обмен является активным и способствует сглаживанию неровностей в распределении температуры и влажности воздуха по вертикали; при значениях Ri от 1 до 4 обмен слаб; при значениях $Ri > 4$ обмен практически отсутствует, и слои с такими значениями Ri являются «задерживающими».

Расчет значения числа Ричардсона производится по приближенной формуле

$$Ri = 4 \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}, \quad (13.2.1)$$

где γ_a и γ — адиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры, выраженные в $^{\circ}\text{C}/100$ м; $\beta = \frac{\Delta V}{\Delta z}$ (ΔV —

векторная разность скорости ветра на верхней и нижней границе слоя, выраженная в м/с, Δz — толщина слоя, выраженная в сотнях метров). Вместо формулы (13.2.1) можно использовать номограмму (рис. 13.2.1), где значения γ увеличены в 10 раз.

Из формулы (13.2.1) можно видеть, что достаточно большое изменение вектора скорости ветра с высотой может служить признаком активной турбулентности. Другим признаком активного турбулентного обмена в нижнем подынверсионном слое воздуха является вертикальный градиент температуры, близкий к влажноадиабатическому. Как показали теоретические исследования, в результате турбулентного перемешивания при квазистатических условиях должен устанавливаться некоторый равновесный гради-

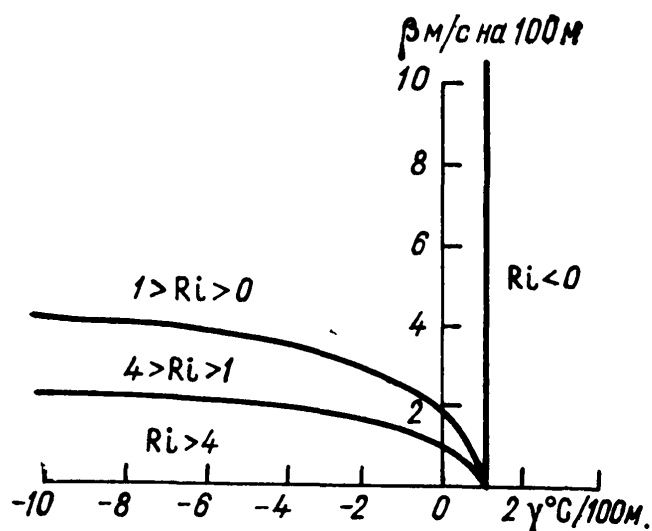


Рис. 13.2.1. График для оценки значений R_i при различных градиентах температуры γ и вертикальной составляющей вектора ветра β .

ент температуры $\gamma_p = 0,6 \div 0,7^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Из опытных данных было найдено среднее значение $\gamma_p = 0,64^\circ\text{C}/100\text{ м}$ для интервала температуры от 0 до -10°C . Как известно, именно в этом интервале температуры облака нижнего яруса наблюдаются особенно часто.

В холодное время года при слабом ветре такие значения вертикальных градиентов температуры в нижнем километровом слое атмосферы отмечаются в основном лишь в осенние или в весенние месяцы. При устойчивой стратификации нижних слоев в зимние месяцы для развития активного турбулентного обмена ($R_i \leq 1$) необходимы достаточно большие вертикальные градиенты вектора скорости ветра — не менее 2 м/с на 100 м, а при инверсии с градиентами температуры, превышающими $3^\circ\text{C}/100\text{ м}$, — не менее 4 м/с на 100 м. Такие градиенты скорости ветра наблюдаются почти всегда, но при слабом ветре активное турбулентное перемешивание ограничивается несколькими десятками метров.

Приближенная оценка состояния турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы может быть получена по данным о распределении ветра без применения формулы (13.2.1). Так, признаком существования четко выраженного слоя активного турбулентного обмена с верхней границей 300—600 м является скорость ветра у поверхности Земли не менее 3 м/с и увеличение ее с высотой в этом слое. Положение верхней границы турбулентного слоя может быть определено более точно в тех случаях, когда в преде-

лах нижнего километрового слоя наблюдается хорошо выраженный максимум скорости ветра: высота верхней границы турбулентного слоя примерно соответствует уровню этого максимума. В зонах атмосферных фронтов высота слоя со значениями $Ri \leq 1$ может достигать 1,5—3,0 км.

Признаком ослабленного турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы является небольшая скорость ветра у поверхности Земли (менее 3 м/с) при ее малом изменении по высоте в пределах нижнего километрового слоя.

Упорядоченные вертикальные движения в пограничном слое обычно не превышают 0,2 м/с, что соответствует индивидуальному изменению давления 10 гПа/12 ч. Однако в течение, например, 12 ч это может привести к изменению температуры, которое в холодное полугодие при высокой относительной влажности воздуха приводит к конденсации водяного пара. В отдельных случаях упорядоченные вертикальные движения в нижнем километровом слое могут в несколько раз превышать только что указанные значения, в результате чего их вклад в изменение температуры и точки росы приобретает решающее значение. Эффект упорядоченных вертикальных движений в пограничном слое зависит от распределения с высотой турбулентности. Это можно видеть из уравнения переноса дефицита влажности, полученного в виде

$$\frac{\partial D_a}{\partial t} = -\left(\beta_1 a_m \gamma_a + \frac{\partial D_a}{\partial z}\right)\left(\omega - \frac{\partial k}{\partial z}\right) - \left(u \frac{\partial D_a}{\partial x} + v \frac{\partial D_a}{\partial y}\right) + k \frac{\partial^2 D_a}{\partial z^2} + \beta_1^2 a_m k \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 + \beta_1 a_m \epsilon_\lambda. \quad (13.2.2)$$

Здесь D_a — дефицит влажности ($D_a = a_m - a$; a_m и a — соответственно максимальная и фактическая абсолютная влажность воздуха); t — время; $\beta_1 = \frac{1}{a_m} \frac{da_m}{dT}$; T — температура; γ_a — адиабатический градиент; z — вертикальная координата; ω — вертикальная скорость; k — коэффициент турбулентного обмена; ϵ_λ — лучистый приток тепла; $-\left(u \frac{\partial D_a}{\partial x} + v \frac{\partial D_a}{\partial y}\right)$ — адвективное изменение дефицита влажности.

Вертикальный градиент коэффициента турбулентного обмена $\frac{\partial k}{\partial z}$ содержится наряду с вертикальной скоростью ω в первом слагаемом правой части уравнения (13.2.2). Видно, что при восходящем упорядоченном движении ($\omega > 0$) уменьшение (увеличение) турбулентности с высотой приведет к дополнительному уменьшению (увеличению) дефицита влажности воздуха. При нисходящем упорядоченном движении ($\omega < 0$) увеличение (уменьшение) турбулентности с высотой приведет к дополнительному увеличению (уменьшению) дефицита влажности воздуха.

Таким образом, при анализе условий формирования облачности необходимо наряду с оценкой турбулентности оценивать знак

упорядоченных вертикальных движений и их значение. О способах определения вертикальных движений в нижнем слое атмосферы говорится в гл. 4. Для приблизительной оценки значений этих движений можно воспользоваться табл. 13.2.1, где приведена эмпири-

Таблица 13.2.1

Средние значения вертикальных движений в нижнем километровом слое атмосферы в зависимости от изменения давления и адвективных изменений температуры

Локальное изменение давления у поверхности Земли, гПа/12 ч	Адвективные изменения температуры, °С/12 ч		τ гПа/12 ч	w см/с
	у поверхности Земли	на других уровнях километрового слоя		
От —8 до —12	4	8—12	От —25 до —30	0,5—0,6
От —4 до —7	4	3—6	От —5 до —10	0,1—0,2
От —2 до —4	≤ 2	1—4	> -5	$< 0,1$

чески найденная зависимость между средними значениями рассчитанных вертикальных движений и локальным изменением давления у поверхности Земли за 12 ч, а также сопутствующими им адвективными изменениями температуры.

13.2.2. Условия появления и эволюции облачности при различных синоптических процессах

Механизм образования облаков нижнего яруса несколько различен в случаях, когда поступление влаги в нижние слои атмосферы обусловлено в основном ее испарением с подстилающей поверхности, и в случаях, когда в нижней половине тропосферы имеется также адвекция влаги и тепла из других районов.

Условия, при которых основное значение в формировании облаков приобретает турбулентный перенос влаги от подстилающей поверхности, создаются в основном в передней части развивающихся антициклонов и в малоподвижных антициклонах. В обоих случаях появлению облачности благоприятствуют: 1) высокое влагосодержание воздуха в приземном слое, когда относительная влажность у поверхности Земли $r \geq 85\%$; 2) активный турбулентный обмен, который в передних частях развивающихся антициклонов существует практически всегда, а в малоподвижных антициклонах наблюдается при вертикальном градиенте температуры в нижнем слое атмосферы более $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$; 3) наличие инверсии оседания, расположенной выше уровня конденсации.

Схематически эти условия и механизм образования облаков представлен на рис. 13.3.1. Нижняя граница облаков (чаще Sc, чем St) располагается в этих случаях примерно на уровне конденсации, причем она бывает относительно ровной и выражена достаточно четко.

Нижняя облачность в области малоподвижного антициклона над Европейской территорией СССР наблюдается обычно осенью или в начале зимы. Увеличению относительного влагосодержания воздуха в нижних слоях атмосферы в этот период при антициклоническом режиме погоды способствует междусуточное понижение температуры, а также предшествующее выпадение осадков. Нередко образование облаков нижнего яруса в антициклоне является результатом образования в ночные часы тумана, который поднимается после восхода Солнца.

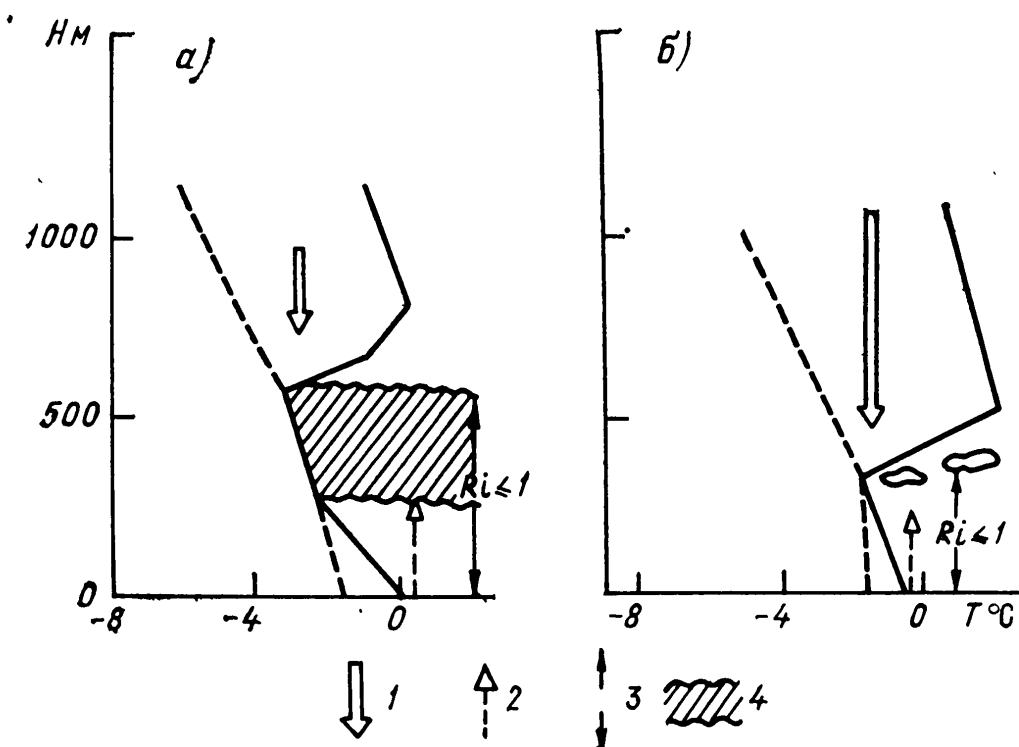


Рис. 13.3.1. Схемы появления и размывания облаков нижнего яруса при отсутствии адвекции тепла и влаги.

а — стратификация в нижних слоях атмосферы при появлении облаков; б — изменение стратификации, приводящее к размыванию облаков в антициклоническом поле (опускание инверсии оседания ниже уровня конденсации);

1 — упорядоченные вертикальные движения, 2 — турбулентный поток водяного пара, 3 — слой активного турбулентного обмена, 4 — облака.

Причиной размывания облаков в антициклоне является усиление нисходящих движений в свободной атмосфере, как показано на рис. 13.3.1 б. Нисходящие движения могут усиливаться вследствие регенерации или частичного усиления антициклона при поступлении свежих порций холодного воздуха. В результате происходит опускание инверсии оседания, которое размывает облака сверху.

При адвекции тепла и влаги в тыловых частях антициклонов, а также в передних частях или в теплых секторах циклонов появлению облачности нижнего яруса благоприятствует трансформационное охлаждение воздуха в пограничном слое атмосферы. Под влиянием отдачи тепла подстилающей поверхности из-за турбулентности и упорядоченных вертикальных движений происходит перераспределение температуры в нижних слоях тропосферы,

представленное схематично на рис. 13.3.2 б. Это изменение осуществляется по пути переноса, вдоль траектории, но характеризует также локальные условия, при которых появляются облака.

Казалось бы, что в результате отдачи воздухом тепла подстилающей поверхности и усиления с высотой адвекции тепла в пограничном слое по пути переноса должно создаваться инверсионное распределение температуры, аналогично представленному на рис. 13.3.2 а (кривая 5). Однако в большинстве случаев при дви-

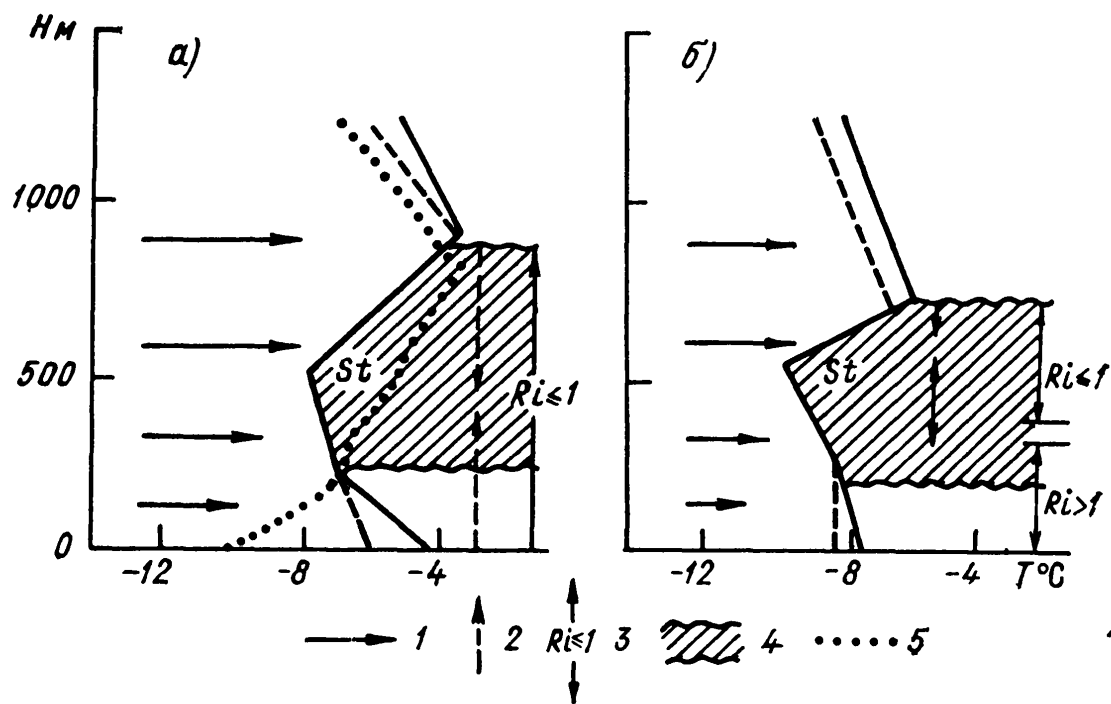


Рис. 13.3.2. Схемы появления и снижения облаков нижнего яруса при адвекции тепла и влаги (стратификация нижних слоев атмосферы).

а — при появлении облаков, б — при ослаблении турбулентного обмена, приводящем к понижению нижней границы облачности.

1 — адвекция тепла и влаги, 2 — турбулентный поток водяного пара, 3 — слой активного турбулентного обмена, 4 — облака, 5 — стратификация перед началом адвекции.

жении воздуха происходит разрушение инверсии в слое активного турбулентного обмена и некоторое ее ослабление выше этого слоя под влиянием упорядоченных вертикальных движений. В верхней части пограничного слоя, где в результате этих процессов наблюдается наибольшее понижение температуры, формируются облака.

Инверсия температуры в указанных случаях сопровождается и ростом влажности с высотой. В связи с этим турбулентный поток влаги в пограничном слое может осуществляться не только вверх, но также вниз из слоя инверсии, усиливая процесс облакообразования. Верхняя граница облаков (чаще St, чем Sc) располагается при этом в зоне инверсии, иногда достигает ее верхней границы. Нижняя граница облаков в данном случае выражена нечетко, иногда бывает неровной, с отдельными свисающими вниз хлопьями; под облаками часто наблюдается дымка.

При неменяющемся в целом синоптическом положении, но при сохранении в данном районе адвекции тепла и влаги локальное ослабление со временем турбулентного обмена приводит обычно к снижению нижней границы облаков, аналогично тому, как представлено на рис. 13.3.2 б. При этом происходит диффузия водяного пара и выпадение облачных элементов в подоблачный слой; относительное влагосодержание этого слоя повышается, что может привести к формированию в нем облаков. При низком первоначальном положении нижней границы облаков ее опускание приводит к образованию тумана.

Рассеивание облаков, появившихся при адвекции тепла и влаги, происходит в результате поступления затем в данный район порции более сухого (обычно и более холодного) воздуха.

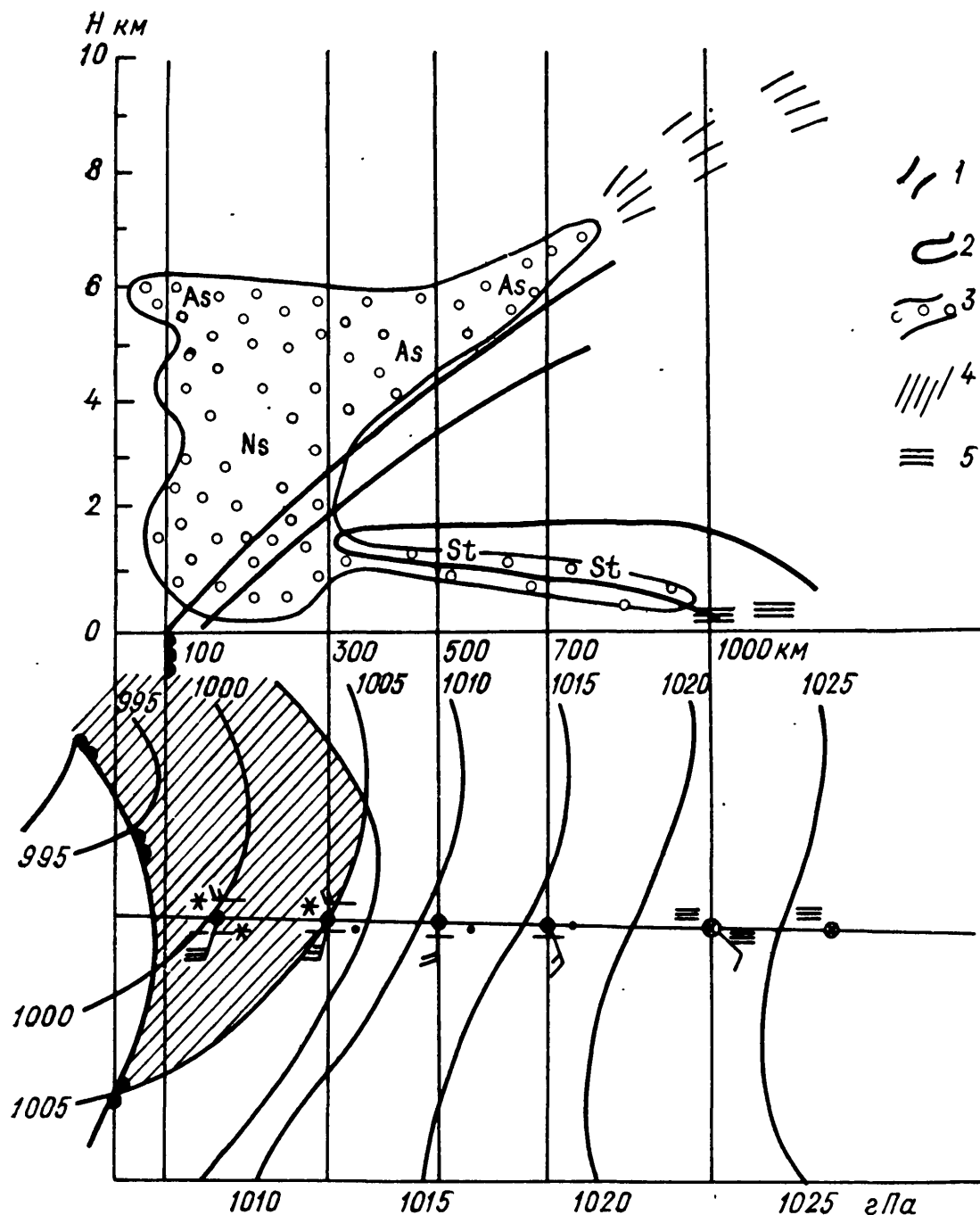


Рис. 13.3.3. Схема расположения внутримассовой облачности в клине холодного воздуха под фронтальной облачностью теплого фронта.

1 — фронтальная поверхность, 2 — слой инверсии, 3 — облака, 4 — осадки, 5 — туман.

На Европейской территории СССР нередко случается, когда низкая облачность появляется задолго до прохождения теплого фронта (рис. 13.3.3). Это — внутримассовая подынверсионная облачность, формирование которой связано с адвекцией более теплого и влажного воздуха на периферии циклона. Инверсия температуры под влиянием усиливающейся турбулентности при приближении фронта часто приподнимается, а затем разрушается; в дальнейшем роль задерживающего слоя выполняет фронтальная поверхность. В период разрушения внутримассовой инверсии перед фронтом может наблюдаться временный подъем нижней границы облаков или даже рассеивание нижней облачности. Однако в зоне фронта облачность снижается до 100—150 м и нередко переходит в туман.

Методика прогноза нижней облачности в общем виде должна содержать способы определения: а) района, из которого ожидается поступление воздуха; б) основных погодных характеристик в этом районе, в данном конкретном случае являющихся наиболее существенными для последующих выводов об условиях эволюции нижней облачности; в) трансформационных изменений температуры и влажности воздуха по пути переноса и связанных с ними изменений облачности.

Определение района, из которого ожидается поступление воздуха к моменту прогноза, производится путем построения траекторий с использованием прогностических карт (см. гл. 3), при перемещении фронтальных разделов необходимо рассчитывать время их прохождения.

В качестве основных погодных характеристик в районе, из которого ожидается поступление воздуха, рассматривается облачность, температура и точка росы (или дефицит точки росы).

На местном материале могут быть получены вспомогательные эмпирические расчетные способы прогноза. В качестве примера укажем два таких способа.

13.2.3. Прогноз облачности заблаговременностью до 12 ч по значениям адвективных изменений температуры и точки росы

Известно, что трансформационное изменение температуры часто оказывается лишь немногим меньше ее адвективного изменения. Очевидно, чем больше адвективное изменение температуры, тем большего трансформационного изменения следует ожидать при перемещении воздуха и тем больше вероятность появления (или исчезновения) облаков по пути переноса. Эмпирические исследования для Европейской территории СССР показали, что трансформационное изменение температуры оказывает существенное влияние на эволюцию перемещающейся облачности при значениях адвективного изменения температуры вдоль 12-часовых траекторий $|\delta T|_a > 4^\circ\text{C}$.

В этих случаях при адвекции тепла следует ожидать понижения нижней границы облачности, а при адвекции холода — ее повышения.

Показателем исчезновения или возникновения облачности по пути переноса являются большие значения адвективного изменения температуры ($|\delta T|_a > 6^\circ\text{C}$), сопровождающегося восходящими (при возникновении облачности) или нисходящими (при ее исчезновении) упорядоченными движениями. Более уверенно прогноз зарождения или размывания облаков нижнего яруса может быть дан в тех случаях, когда в начальной точке траектории дефицит точки росы при адвекции тепла (перед появлением облаков) оказывается не более 2°C , а при адвекции холода (перед размыванием облаков) — не менее 1°C .

В случаях небольшого адвективного изменения температуры $|\delta T|_a < 4^\circ\text{C}$ при прогнозе эволюции облаков следует учитывать и адвективные изменения дефицита точки росы ($T - T_d$). При отрицательных изменениях дефицита точки росы (приток воздуха с меньшими значениями $(T - T_d)$) нижняя граница облачности имеет тенденцию понижаться, а при положительных значениях — повышаться.

13.2.4. Прогноз облачности на наветренных склонах возвышенностей с заблаговременностью до 12 ч

В предгорных районах адиабатическое охлаждение воздуха при подъеме его по наветренному склону возвышенности приводит к образованию облачности большой вертикальной протяженности. Так, в условиях рельефа Среднего и Южного Урала наименьшие значения НГО (≤ 200 м) наблюдаются в тех случаях, когда тот или иной склон хребта становится наветренным. Установление такого ветрового режима происходит при вполне определенных синоптических ситуациях. Влияние рельефа на развитие облачности и осадков подробно рассмотрено в п. 9.4.

Прогноз появления облачности и высоты ее границ может быть дан, если известно значение орографических вертикальных движений воздуха (см. п. 9.5), а также температура и точка росы поднимающегося по склону воздуха.

Способ расчета орографических вертикальных движений воздуха основывается на предположении, что воздушный поток в нижней части тропосферы повторяет форму рельефа. Тогда вертикальную составляющую скорости ветра на наветренной стороне склона можно считать пропорциональной горизонтальной составляющей скорости ветра и тангенсу угла наклона рельефа. Формула, по которой вычисляется вертикальная составляющая движения воздуха по наветренному склону (в гПа/12 ч), имеет вид:

$$\tau = -5000 \cos \beta \operatorname{tg} \alpha \cdot V, \quad (13.3.1)$$

где V — скорость ветра у поверхности Земли или на малых высотах (в м/с); β — угол между направлением ветра и нормалью

Таблица 13.3.1

Вертикальные движения (в гПа/12 ч), обусловленные вынужденным подъемом воздуха по склону ($\lg \alpha = 0,004$), при различных направлениях и скоростях ветра

V м/с	β°								
	0	10	20	30	40	50	60	70	80
1	—20	—20	—19	—17	—15	—13	—10	—7	—3
2	—40	—39	—38	—35	—31	—26	—20	—14	—7
3	—60	—59	—56	—52	—46	—39	—30	—21	—10
4	—80	—79	—75	—69	—61	—51	—40	—27	—14
5	—100	—98	—94	—87	—77	—64	—50	—34	—17
6	—120	—118	—113	—104	—92	—77	—60	—41	—21
7	—140	—138	—131	—121	—107	—90	—70	—48	—24
8	—160	—157	—150	—138	—122	—103	—80	—55	—28
9	—180	—177	—169	—156	—138	—116	—90	—62	—31
10	—200	—197	—188	—173	—153	—129	—100	—68	—35
11	—220	—217	—207	—190	—168	—141	—110	—75	—38
12	—240	—236	—226	—208	—184	—154	—120	—82	—42
13	—260	—256	—244	—225	—199	—167	—130	—89	—45

к осевой линии хребта (возвышенности); α — угол наклона рельефа (поверхность осредненного склона к поверхности горизонта); 5000 — переводной множитель из м/с в гПа/12 ч.

Для ускорения расчетов τ в каком-либо районе (в этом случае угол α — величина постоянная) необходимо составить таблицу вычисленных по формуле (13.3.1) значений τ при различных уг-

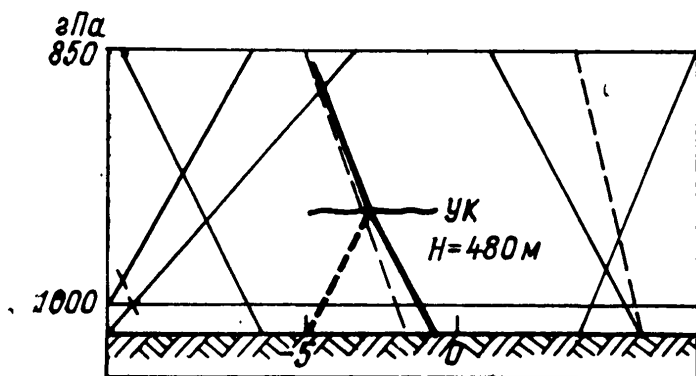


Рис. 13.3.4. Пример расчета уровня конденсации при восходящих вертикальных движениях воздуха на наветренных склонах возвышенностей.

лах α и различных скоростях ветра. В качестве примера приводится табл. 13.3.1, вычисленная для значений $\lg \alpha = 0,004$.

Расчет высоты нижней границы облаков производится с помощью аэрологической диаграммы (рис. 13.3.4) для начальных условий: $V = 8$ м/с, $\beta = 0$, $\lg \alpha = 0,004$, $p_0 = 1020$ гПа, $T_0 = -1^\circ\text{C}$, $T_{d,0} = -5^\circ\text{C}$.

По табл. 13.3.1 находим, что при данной скорости ветра V $\tau = -160$ гПа за 12 ч, следовательно, за 12 ч частица поднимется до поверхности 860 гПа. Проводим линию значений точки росы от поверхности Земли ($T_{d,0} = -5^\circ\text{C}$) параллельно изограмме до пересечения с сухой адиабатой, соответствующей температуре

у поверхности Земли (-1°C). Точке пересечения соответствует уровень конденсации (УК). Если, как в данном примере, этот уровень с давлением p_k оказывается ниже уровня, до которого поднимется частица и на котором давление равно $p_0 + \tau$, то облачность образуется и нижней ее границей является уровень конденсации. Иначе (при $p_0 + \tau > p_k$) частица не достигает уровня конденсации, т. е. один лишь орографический подъем приземного слоя воздуха недостаточен для облакообразования.

Испытание указанного способа в районе Свердловска показало, что оправдываемость прогноза высоты нижней границы облачности в принятых в настоящее время грациях достаточно велика. Отдельные ошибки были вызваны неправильным определением температуры и точки росы притекающей воздушной массы.

Следует отметить, что этот способ применим только в случаях небольших возвышенностей или хребтов, имеющих форму склонов.

13.2.5. Прогноз эволюции слоистообразной облачности

Слоистообразная облачность образуется при адвекции тепла (85 % общего числа случаев образования облачности) и рассеивается при адвекции холода (70 % общего числа случаев рассеивания облачности). Несколько более детальные сведения об эволюции слоистообразной облачности можно получить из графика

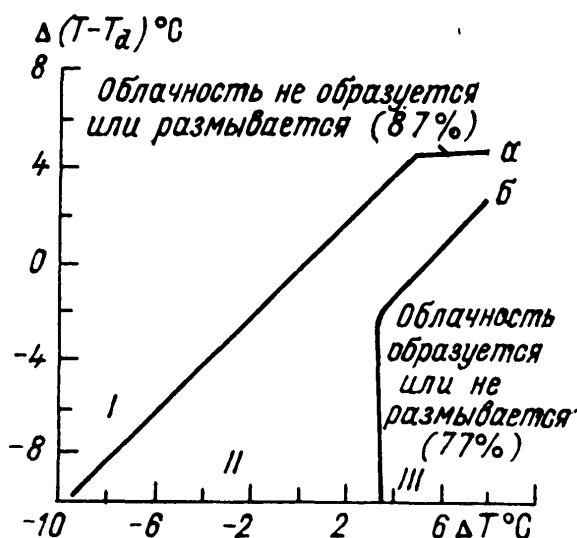


Рис. 13.4.1. Эволюция облачности в пункте наблюдений в зависимости от адвективных изменений температуры и дефицита точки росы в пункте.

(рис. 13.4.1), который может быть использован при прогнозе облачности в данном пункте на ближайшие 12 и 18 ч. На графике по оси абсцисс отложены адвективные изменения температуры, по оси ординат — адвективные изменения дефицита точки росы и проведены две линии a и b , разделяющие график на три области, где различным образом сочетаются выбранные нами характеристики, адвективные изменения температуры и дефицита точки росы и эволюция облачности. Из графика следует, что в области I в 87 % случаев облачность не образуется, а существующая

размывается. В области *III* в 77 % случаев облачность образуется, а уже имеющаяся сохраняется. Случаев размывания облачности в области *III* не наблюдалось. При тех сочетаниях адвективных изменений температуры и дефицита точки росы, которые соответствуют области *II*, надежных выводов об эволюции облачности сделать не удастся.

Адвективные изменения температуры и дефицита точки росы рассчитываются на 12 или 18 ч по картам AT_{850} , AT_{700} и AT_{500} , прогноз эволюции облачности дается соответственно для слоев 1—2, 2—4, 4—6 км за тот же промежуток времени.

Из этого графика следует также, что при значительной адвекции тепла для формирования облачности достаточно небольшого адвективного уменьшения дефицита точки росы, а в отдельных случаях возможно даже его увеличение. При незначительной адвекции тепла для формирования облачности нужно значительное адвективное изменение дефицита точки росы.

13.2.6. Использование данных радиозондирования для выявления облачных слоев

При отсутствии сведений о фактическом расположении облачных слоев над пунктом наблюдения для определения их границ можно привлечь данные температурного и ветрового зондирования атмосферы.

Одним из признаков наличия облачного слоя на какой-либо высоте может служить малое значение дефицита точки росы на этой высоте. На аэрологической диаграмме границы облачного слоя можно проследить по взаимному расположению кривых вертикального распределения температуры и точки росы. Сближение кривых указывает на повышенную относительную влажность воздуха и на возможность наличия облачности в этом слое. При этом рекомендуется использовать данные о средних значениях дефицита точки росы на основных изобарических поверхностях для случаев наличия и отсутствия облачности (табл. 13.4.1).

Таблица 13.4.1

Средние значения $\overline{(T - T_d)}$ для основных изобарических поверхностей p

p гПа	850	700	500	300
$\overline{(T - T_d)}^{\circ}\text{C}$:				
при облаках	1,5	2,0	2,5	3,0
без облаков	5,2	7,2	8,2	8,5

Облакам всегда соответствуют малые дефициты точки росы. Однако, как показывает опыт, далеко не всегда о наличии облачности можно однозначно судить по средним значениям дефицита точки росы $\overline{(T - T_d)}$, которые приведены в табл. 13.4.1. Нередко

облачность отсутствует, хотя значения дефицита точки росы невелики. Такое положение создается отчасти вследствие неточности измерения влажности воздуха, особенно при низких температурах, а также вследствие того, что дефицит точки росы сам по себе не является характеристикой, указывающей на содержание в воздухе сконденсированной влаги.

Связь больших значений дефицита точки росы с отсутствием слоистообразных облаков является однозначной, а при развитии кучевых облаков большие значения дефицита точки росы могут быть связаны с тем, что зонд оказался в межоблачном промежутке.

Использование данных табл. 13.4.1 дает удовлетворительные результаты в холодный период года при преобладании сплошной слоистообразной облачности. В теплый период в случаях облаков кучевых форм результаты значительно хуже.

Дополнительными признаками наличия или отсутствия облаков на той или иной высоте могут служить некоторые особенности в распределении температуры и ветра с высотой, а также локальные изменения температуры по высотам за предшествующие 6—12 ч.

Облачные слои, как правило, характеризуются однородным ходом температуры по высоте; при этом вертикальный градиент температуры по своему значению обычно бывает близок к влажноадиабатическому, а иногда превышает его.

О знаке адвективного изменения температуры, как известно, можно судить по изменению направления ветра с высотой. Вращение ветра с высотой вправо свидетельствует об адвекции тепла, вращение влево — об адвекции холода. Поэтому при малых значениях дефицита точки росы правое вращение ветра с высотой указывает на наличие облаков, левое вращение — на отсутствие.

Верхняя граница облаков часто располагается в слое, где наблюдается наибольшее похолодание или наименьшее потепление.

Для практического использования этого положения рекомендуется на бланк аэрологической диаграммы наносить данные двух последовательных зондирований. Кроме того, в левой части графика следует нанести кривую фактических изменений температуры для всех изобарических поверхностей и всех особых точек (положительные изменения температуры следует отложить вправо, отрицательные — влево от произвольно выбранной вертикальной линии).

При диагнозе облачности в зоне фронта рекомендуется использовать следующие признаки.

1. Если в зоне фронта вертикальный градиент температуры близок к влажноадиабатическому и дефицит точки росы невелик, то в области фронта имеются благоприятные условия для существования облачной системы большой вертикальной протяженности.

2. Если фронт пологий и в зоне фронта вертикальный градиент температуры и дефицит точки росы невелики, то вертикальная протяженность облачности в этом случае невелика.

3. Если в зоне фронта вертикальный градиент температуры мал, а дефицит точки росы при этом велик, то облачность в теплом воздухе и в переходном слое отсутствует. Возможно образование или сохранение облачности только под фронтом или в холодном воздухе.

4. Одним из признаков расслоения облачности может служить наличие слоев инверсии и изотермии в зоне с замедленным падением температуры с высотой. «Сухие» прослойки во фронтальной облачности наиболее вероятны на тех высотах, где наблюдается наибольшая изменчивость вертикального градиента температуры.

5. Вертикальное развитие облачной системы хорошо согласуется с распределением массовой доли водяного пара. Если в области фронта формируется облачность большой вертикальной протяженности, то обычно имеют место малые вертикальные и большие горизонтальные градиенты массовой доли водяного пара.

Проверкой изложенных выше положений установлено, что верхняя граница облаков обычно легче поддается диагнозу, чем нижняя. Это отчасти объясняется самой природой облачных образований. Нижняя граница слоистообразных облаков (N_s , A_s , C_s и их разновидностей) обычно более размыта, чем верхняя. Верхняя граница такой облачности обозначается довольно отчетливо. Она, как правило, располагается под задерживающим слоем, угол наклона нижней границы которого очень невелик.

Качество диагноза вертикальной протяженности облаков (положение нижней и верхней границ) в значительной степени зависит от числа особых точек на кривой зондирования. Диагноз дает, как правило, более мощный облачный слой, чем фактические наблюдения. Сухие прослойки во многих случаях при диагнозе обнаружить не удастся.

Далее излагается способ прогноза количества внутримассовой конвективной облачности (N_k) на момент ее максимального развития в дневные часы текущих суток.

Исходными данными для прогноза являются результаты вертикального зондирования атмосферы в утренние часы. Предварительно рассчитываются коэффициенты стратификации $k_{стр}$ по формуле

$$k_{стр} = \frac{0,3 \Delta T \bar{r}}{(T - T_d) + (1 - \bar{r})}, \quad (13.4.1)$$

где ΔT — разность между ожидаемой максимальной температурой воздуха у поверхности Земли днем и температурой в момент утреннего зондирования (о расчете максимальной температуры воздуха у поверхности Земли см. гл. 11); \bar{r} — средняя относительная влажность воздуха в слое от верхней границы приземной инверсии до высоты 3 км в момент зондирования; $(T - T_d)$ — среднее

значение дефицита точки росы по данным зондирования в приземном слое толщиной 200 м (в случаях, когда у поверхности Земли $1^{\circ}\text{C} < (T - T_d) < 4^{\circ}\text{C}$), либо толщиной 500 м (в остальных случаях); $\bar{\gamma}$ — средний вертикальный градиент температуры воздуха (в $^{\circ}\text{C}/100$ м) в слое от поверхности Земли до высоты 3 км в момент утреннего зондирования.

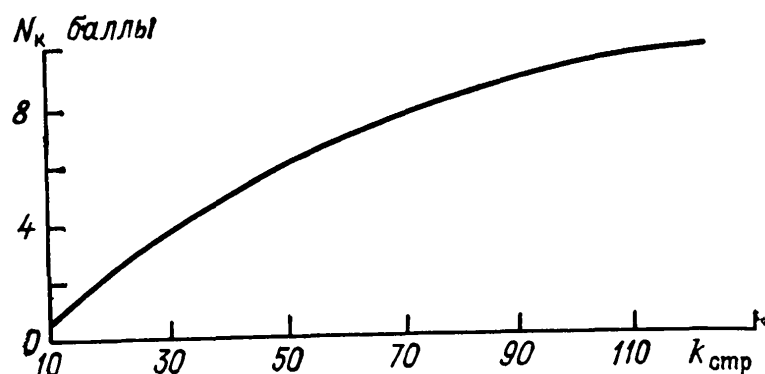


Рис. 13.4.2. График связи между величинами N_k и $k_{\text{стр}}$.

Количество облаков (N_k) определяется по полученному значению $k_{\text{стр}}$ с помощью графика (рис. 13.4.2).

Данный способ прогноза разработан для района Москвы. Однако испытания показали, что он применим и для других равнинных районов ЕТС. Оправдываемость прогноза составляет 60—65 % (при допуске ошибки 2 балла).

13.3. Прогноз облачности верхнего яруса

Появление облаков верхнего яруса обусловлено, как правило, прохождением атмосферных фронтов (описания облачных систем фронтов различных типов см. в гл. 7).

Нижняя граница облачности верхнего яруса в умеренных широтах обычно находится на высотах 6—8 км, а верхняя граница близка к уровню тропопаузы. Наиболее высокое положение верхней границы облаков отмечается обычно вдоль зоны максимальных ветров, несколько правее этих зон. Расстояние между верхней границей облачности и тропопаузой составляет чаще всего 1—1,5 км, причем нередки случаи, когда облачность поднимается до самой тропопаузы или даже несколько выше ее (летом). Облака Ci—Cs чаще всего располагаются в самых верхних слоях тропосферы. Облака Cc с одинаковой вероятностью могут встретиться на всех уровнях верхней тропосферы.

В начальной стадии развития циклона, когда ему на высотах соответствует отчетливо выраженный термический гребень, облака Ci—Cs располагаются главным образом в передней (северо-восточной) половине циклона. По мере развития циклона основной массив облачности верхнего яруса перемещается в его юго-восточную часть. В последней стадии, когда циклон становится высоким холодным малоподвижным барическим образованием, облачность сохраняется только в его южной части.

Такая закономерность хорошо согласуется с большой повторяемостью облачности верхнего яруса на антициклонической стороне струйного течения (СТ) и изменением положения оси СТ по отношению к приземному центру циклона по мере его развития.

Зоны перисто-слоистых (Cs) облаков активных фронтов, как правило, хорошо совпадают с областями отрицательных барических тенденций на приземной карте погоды: чем интенсивней падает давление, тем больше вероятность наличия облачности. При размывании фронтов зоны Cs часто сохраняются и при небольших барических тенденциях.

Существует определенная связь между облачностью верхнего яруса и барическим полем в верхней тропосфере (300 гПа). Облачность располагается чаще в передней части ложбины и тыловой части гребня, реже в тыловой части ложбины и еще реже в передней части гребня. Вероятность появления облачности увеличивается в областях адвекции тепла и уменьшается в областях адвекции холода. Кроме того, имеет значение и направление адвекции. Средняя вертикальная протяженность Cs при меридиональной (с юга) адвекции теплого влажного воздуха заметно больше (2,7 км), чем при зональной адвекции (1,6 км).

На циклонической стороне струйного течения в холодном воздухе облака верхнего яруса образуются реже и мощность их несколько меньше, чем в теплом воздухе.

При более высоком положении тропопаузы и, следовательно, более низкой ее температуре облака верхнего яруса чаще всего имеют большую вертикальную протяженность и существуют более продолжительное время, чем при более низкой и «теплой» тропопаузе.

Если (как это часто бывает в южных районах СССР) одновременно существуют две тропопаузы, то в слое атмосферы между ними почти всегда имеются облака, верхняя граница которых располагается в нижней половине указанного слоя.

Сплошная или с небольшими разрывами облачность (6—10 баллов) имеет большую вертикальную протяженность, чем небольшая (2—5 баллов) облачность.

Облачность верхнего яруса обычно располагается в том слое верхней тропосферы, где вертикальный градиент температуры превышает $0,75^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В большинстве случаев верхняя граница облачности верхнего яруса совпадает с уровнем максимального ветра или располагается несколько ниже его. Следует иметь в виду, что этим признаком можно пользоваться лишь тогда, когда известно, что облака есть и нужно определить лишь их границы.

Ниже излагается методика прогноза образования или сохранения облаков верхнего яруса, основанная на анализе атмосферных процессов по приземным и высотным картам. Используется так называемый прием анкеты, согласно которому нужно ответить на следующие вопросы:

1. Можно ли ожидать, что пункт, для которого составляется прогноз, будет находиться в зоне фронта, т. е. фронт будет располагаться не далее, чем в 500—600 км от этого пункта?

2. Можно ли ожидать развития грозовой деятельности?

3. Будет ли находиться над пунктом прогноза на поверхности 300 гПа один из следующих видов синоптической ситуации: а) передняя часть циклона (ложбины), б) тыловая часть антициклона (гребня), в) антициклоническая сторона струйного течения на расстоянии не более 400—500 км от оси струи, г) циклоническая сторона струйного течения на расстоянии не более 200—300 км от оси струи?

4. Ожидается ли над пунктом прогноза гребень в термическом поле по карте OT_{1000}^{500} ?

5. Какова будет высота тропопаузы?

6. Какая форма и какое количество облаков ожидается?

Положительные ответы на первые четыре вопроса свидетельствуют о появлении или сохранении существующей облачности верхнего яруса, отрицательные — о невозникновении или рассеянии облаков. Однако при рассмотрении этих вопросов необходимо учитывать степень их важности, так как положительный или отрицательный ответ на каждый из них имеет различное значение.

Анализу фронтов следует всегда придавать большое значение, при этом необходимо обращать внимание не только на активные фронты у поверхности Земли, но и на размытые, особенно когда они прослеживаются на высотах. При положительном ответе на первый вопрос верхние облака следует указать в прогнозе даже при отрицательных ответах на все остальные вопросы.

Высота тропопаузы используется для определения верхней границы облаков. Как правило, выше тропопаузы облака распространяются редко.

Учет количества и формы облаков необходим для прогноза их вертикальной протяженности.

Следует отметить, что применяя эту методику прогноза, не всегда можно учесть отдельные облака верхнего яруса. Удовлетворительные результаты получаются при облачности более 4—5 баллов и хорошие — при облачности 7—10 баллов, имеющей значительную вертикальную протяженность.

Изложенный метод прогноза облачности верхнего яруса может быть применен с заблаговременностью до 24 ч. На более короткие сроки (6—12 ч) успешность его выше, чем на более длительные сроки, и зависит от правильного прогноза синоптического положения, как у земной поверхности, так и в верхней тропосфере.

Составив по этому методу прогноз облачности верхнего яруса для отдельных пунктов, можно заполнить прогностическую карту облачности. Для этого целесообразно заполнить «анкету» (табл. 13.4.2).

Прогноз, составленный для отдельных пунктов, наносится значками на карту и очерчиваются зоны облачности. При составлении

„Анкета” для прогноза облачности верхнего яруса

Прогноз на срок	Район	Вопрос						Прогноз
		1	2	3	4	5	6	
Утро 17 января	Ленинград	+	—	+	—	9—10	7—10	7—10 баллов, верхняя граница 9 км, вертикальная протяженность 2—3 км Облачность отсутствует
	Киев и т. д.	—	—	+	—	8—9	—	

прогноза не нужно забывать, что поставленные вопросы включают в себя только основные положения диагноза и прогноза верхней облачности. При их использовании необходимо привлечение всех остальных признаков, уточняющих положение облачных масс в пространстве.

13.4. Численный прогноз облачности

Сущность основных физических представлений, лежащих в основе современных численных методов диагноза и прогноза облачности, заключается в следующем.

Обозначим влагосодержание в единичной массе воздуха через

$$S = q + \delta, \quad (13.5.1)$$

где q — массовая доля водяного пара, δ — удельная водность облака. Вне облака $\delta = 0$ и $S = q$. В облаке массовая доля водяного пара близка к максимальному значению ($q = q_{\max}$). Если равенство (13.5.1) переписать в виде

$$\delta = S - q_{\max}, \quad (13.5.2)$$

то очевидно, что образование и последующая эволюция облака определяется двумя факторами: притоком влаги к фиксированному объему воздуха, под влиянием которого изменяется влагосодержание воздуха S , и изменением температуры и давления, от которых зависит массовая доля водяного пара при насыщении.

$$q_{\max} = 0,622 \frac{E(T)}{P}, \quad (13.5.3)$$

где $E(T)$ — давление насыщенного водяного пара при температуре T , P — давление воздуха.

В движущемся объеме воздуха массовая доля водяного пара изменяется под влиянием турбулентного обмена и конденсации водяного пара. В фиксированной области пространства массовая

доля водяного пара изменяется, кроме того, под влиянием горизонтального и вертикального переносов водяного пара (адвекции и конвекции). Температура воздуха внутри облака изменяется под влиянием турбулентного теплообмена, тепла конденсации, адвективного и конвективного притоков тепла. Процесс переноса тепла и влаги в атмосфере, приводящий к образованию и последующей эволюции облака, математически описывается с помощью системы дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{m}{\rho}, \quad (13.5.4)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + v \frac{\partial \Theta}{\partial y} + w \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{Lm}{c_p \rho}, \quad (13.5.5)$$

где Θ — потенциальная температура; u, v, w — проекции скорости движения соответственно на оси x, y, z ; k — коэффициент турбулентности; ρ — плотность воздуха; L — удельная теплота парообразования; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; t — время; m — абсолютная скорость конденсации, т. е. масса водяного пара, конденсирующаяся в единичном объеме воздуха за единицу времени.

В уравнениях (13.5.4) и (13.5.5) основные осложнения возникают при учете величины m , которую желательно исключить при вычислениях.

Полагая, что элементы облака вовлекаются в турбулентный обмен, можно записать уравнение переноса влагосодержания воздуха

$$\frac{\partial S}{\partial t} = u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (13.5.6)$$

Умножив уравнение (13.5.4) на L/c_p и, обозначив $\pi = \Theta + \frac{L}{c_p} q$ после сложения результата с (13.5.5), получим второе дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} + w \frac{\partial \pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \pi}{\partial z}. \quad (13.5.7)$$

Вычисляя значения S и π при заданных начальных и граничных условиях путем решения системы уравнений (13.5.6) — (13.5.7) на уровне z можно определить отсутствие облака (при $S(z) < q_{\max}$) или наличие его, а также водность облака δ (при $S(z) > q_{\max}$), причем q_{\max} определяется в соответствии с T на уровне z .

В последние годы разработаны численные методы прогноза облачности и осадков при следующих упрощающих предположениях: а) влияние турбулентного обмена мало, б) конденсация водяного пара (или противоположный процесс — испарение капель облака)

отсутствует. При этих предположениях уравнения (13.5.4) и (13.5.5) принимают вид:

$$\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} = \frac{1}{q} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w}_p \frac{\partial q}{\partial p} \right) = 0, \quad (13.5.8)$$

$$\frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dt} = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \tilde{w}_p \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\kappa - 1}{\kappa} \frac{T}{p} \tilde{w}_p \right) = 0. \quad (13.5.9)$$

В (13.5.8) и (13.5.9) произведена замена переменных t, x, y, z на переменные t, x, y, p и введено обозначение

$$\tilde{w}_p = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} - \rho g w. \quad (13.5.10)$$

Величина $-\rho g w$ является аналогом вертикальной скорости в изобарической системе координат (t, x, y, p) . Так как массовая доля водяного пара связана с температурой точки росы T_d соотношением

$$q = 0,622 \frac{E(T_d)}{p}, \quad (13.5.11)$$

то, логарифмируя, а затем дифференцируя правую и левую части (13.5.11), получаем

$$\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} = \frac{1}{E(T_d)} \frac{dE(T_d)}{dt} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{1}{E(T_d)} \frac{dE(T_d)}{dt} - \frac{\tilde{w}_p}{p}. \quad (13.5.12)$$

Если еще воспользоваться уравнением Клазиуса—Клапейрона

$$\frac{1}{E(T_d)} \frac{dE(T_d)}{dt} = \frac{L}{AR_n T_d^2} \frac{dT_d}{dt}, \quad (13.5.13)$$

то уравнение (13.5.8) с учетом двух последних соотношений принимает вид

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} + u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y} + \tilde{w}_p \frac{\partial T_d}{\partial p} - \frac{AR_n T_d^2}{Lp} = 0. \quad (13.5.14)$$

Если теперь уравнение (13.5.9) переписать в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \tilde{w}_p \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\kappa - 1}{\kappa} \frac{T}{p} \tilde{w}_p = 0, \quad (13.5.15)$$

и из (13.5.15) вычесть (13.5.14), то получим уравнение для дефицита точки росы ($D = T - T_d$):

$$\frac{\partial D}{\partial t} = u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y} + \tilde{w}_p \frac{\partial D}{\partial p} - \left(\frac{\kappa - 1}{\kappa} T - \frac{AR_n T_d^2}{L} \right) \tilde{w}_p = 0. \quad (13.5.16)$$

Считая ветер геострофическим, после ряда упрощений перепишем уравнение (13.5.16) в виде, в котором оно используется при выполнении расчетов на ЭВМ:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = a_1 (D, H_p) - \frac{a_2}{p} \tilde{w}_p, \quad (13.5.17)$$

где $(D, H_p) = \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial H_p}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial H_p}{\partial x}$ — якобиан, H_p — геопотенциал изобарической поверхности, для которой производится расчет

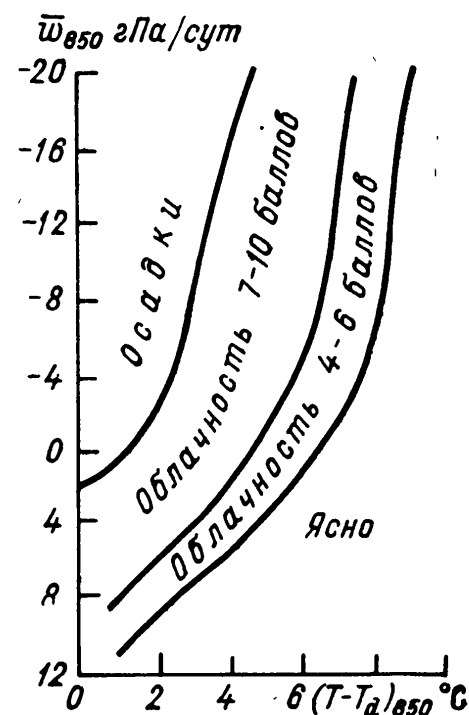


Рис. 13.5.1. Номограмма для определения явлений погоды по данным на поверхности 850 гПа.

изменения дефицита точки росы, a_1 и a_2 — практически постоянные множители.

Рассчитанные по изложенной методике вертикальная скорость и дефицит точки росы D были сопоставлены для различных изобарических поверхностей с явлениями погоды. Пример такого сопоставления для поверхности 850 гПа представлен на рис. 13.5.1. При построении этой номограммы по значениям дефицита точки росы и вертикальной скорости были нанесены точки с указанием наблюдавшихся явлений погоды; затем области с различными явлениями погоды были разделены линиями. Как и следовало ожидать, при малых значениях дефицита точки росы и восходящих вертикальных движениях ($\tilde{w}_p < 0$) наблюдаются осадки или значительная облачность (7—10 баллов). Наоборот, при больших D и нисходящих вертикальных движениях ($\tilde{w}_p > 0$) облачность, как правило, отсутствует.

С помощью этой методики может быть предсказан лишь сам факт наличия или отсутствия облачности или осадков. Точность оценки градации облачности составляет около 75 %, успешность определения факта осадков 63—65 %.

Другой способ расчета количества облаков в численных схемах прогноза погоды основан на использовании связи количества

неконвективной облачности со значением относительной влажности воздуха. Линейные соотношения, связывающие количество облаков и относительную влажность воздуха в слоях атмосферы, соответствующих облакам нижнего (1000—800 гПа), среднего (800—550 гПа) и верхнего (550—300 гПа) ярусов имеют вид:

$$\begin{aligned} N_1 &= -2,0 + 3,3r_1, \\ N_2 &= -0,7 + 2,0r_2, \\ N_3 &= -0,4 + 1,7r_3, \end{aligned} \quad (13.5.18)$$

где N_1, N_2, N_3 — количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов, выраженное в долях единицы; r_1, r_2, r_3 — средняя относительная влажность воздуха в соответствующих слоях, также выраженная в долях единицы.

Если согласно формулам (13.5.18) получается $N > 1$, то принимается $N = 1$ (т. е. 10 баллам); в этом случае обычно и наличие осадков.

В результате расчетов по формулам (13.5.18) получена следующая эмпирическая зависимость N от r :

r %	62—77	77—87	87—90	>90
N баллы	3	3—7	8—10	Осадки

Проверка первой формулы в (13.5.18) показала, что совпадение расчетной и фактической облачности нижнего яруса при допуске расхождения 2 балла составляет 77 %.

13.5. Анализ облачности по снимкам с ИСЗ и прогноз ее эволюции

Анализ облачности следует проводить, используя одновременно приземные карты погоды и снимки облачного покрова в инфракрасном (ИК) и видимом (ТВ) диапазонах спектра.

На ИК-изображениях прослеживаются скопления облаков и просветы между ними, при этом яркость изображения соответствует средней температуре излучающей поверхности (облаков или земной поверхности). Разрешающая способность аппаратуры, работающей в ИК-диапазоне, не позволяет определить наличие отдельных облаков или облачных элементов; среднее количество облаков можно определить только для достаточно больших районов.

ТВ-снимки дают возможность определять количество облаков с достаточной степенью точности, поскольку разрешающая способность аппаратуры позволяет увидеть не только облачные массивы, но иногда и отдельные облака.

Среднее количество облаков определяется в пределах условного участка, в котором характеристики облачности (структура и яркость) меняются мало. Количество облаков находится как отношение площади, занятой облачностью, к площади всего выбранного условного участка. Для количественной характеристики приняты следующие градации:

ясно — облака полностью отсутствуют или ими покрыто менее 20 % площади выделенного участка;

небольшая облачность — облаками покрыто от 20 до 50 % площади выделенного участка;

значительная облачность — облаками покрыто от 50 до 80 % площади выделенного участка;

сплошная облачность с просветами — облаками покрыто более 80 % выделенного участка, но имеются просветы;

сплошная облачность — облаками покрыта вся площадь выделенного участка (100 %).

Анализ облачности рекомендуется начинать с оценки облачных образований крупного масштаба, а затем переходить к деталям облачного поля. Допустима такая последовательность анализа.

1. На снимке отыскиваются генеральные облачные системы, которые отражают движения воздуха крупного масштаба (облачные вихри, полосы, нерегулярные системы).

2. Рассматривается структура и рисунок генеральных облачных образований (размеры, высота и структура верхней поверхности, резкость и кривизна границ и т. д.).

3. Выделяется облачность, которая образовалась внутри воздушной массы и непосредственно не связана с динамикой генерального процесса (кучевая облачность, туманы, слоистые облака и т. д.).

4. Выделяется облачность, которая не связана с основными системами и не является внутримассовой облачностью. Изучается ее структура и строение одновременно по снимкам облачности и синоптическим картам. На эту облачность следует обращать особое внимание, поскольку она может быть результатом вновь зарождающегося процесса или признаком, указывающим на тенденцию в направлении перемещения синоптического процесса.

5. Определяется форма, количество и высота нижней границы облаков.

Наиболее реальным способом прогноза эволюции и перемещения облачности с использованием снимков облачного покрова является метод формальной экстраполяции, т. е. экстраполяции наблюдаемого в данный момент облачного поля на будущее, исходя из тех изменений, которые уже наметились в предшествующей эволюции облачного поля.

Метод формальной экстраполяции можно применять только к тем объектам, для которых имеются сведения об их временной изменчивости. Из синоптической практики известно, что между горизонтальными размерами атмосферных образований и их временной изменчивостью есть определенная связь.

Облачные системы, наблюдаемые на снимках, по характерным горизонтальным размерам и продолжительности существования делятся на четыре группы:

1) мезомасштабные облачные системы (размеры 10—100 км, продолжительность существования 0,5—1 сут), включающие гряды, ячейки, борозды, волнистые облака, мезомасштабные вихри;

2) системы субсиноптического масштаба (размеры 100—150 км, продолжительность существования 1—2 сут), включающие вихри в слоистой и слоистообразной облачности, вихри в кучевой и кучево-дождевой облачности, линии шквала, скопления кучево-дождевых облаков;

3) системы синоптического масштаба (размеры 500—1500 км, продолжительность существования от 2 до 10 сут), включающие полосы, спирали, вихри, облачные поля, состоящие из гряд или ячеек, если линейные размеры этих полей превышают 500 км;

4) планетарные облачные системы — это планетарные облачные полосы внетропических широт, полосы облачности верхнего яруса в субтропиках, внутритропические облачные полосы.

Известно, что облачные системы тесно связаны с барическим полем атмосферы. Изменение барического поля приводит к эволюции облачной системы. При этом изменяется форма, размеры, конфигурация, строение облачной системы, но вся система в целом сохраняется, пока сохраняется то барическое образование, которое способствовало возникновению этой облачной системы. Облачность на снимках появляется раньше, а исчезает несколько позже, чем обнаруживается или исчезает на синоптических картах барическое образование, с которым связана эта облачность. Нередко тенденция в изменении облачности проявляется на снимках со спутника раньше, чем обнаруживается тенденция в изменении барического поля на синоптических картах. Это дает основание при прогнозе облачных систем экстраполировать тенденцию развития данной облачной системы. Такая тенденция обнаруживается по последовательным во времени снимкам.

Для прогноза эволюции облачной системы синоптического масштаба следует использовать три последовательных снимка облачного покрова через 12-часовой интервал времени. По ним определяется скорость перемещения облачной системы и ее тенденция (замедление, ускорение), направление перемещения и его тенденция (отклонение от прямолинейного движения), увеличение или уменьшение облачной системы по ширине, длине, степени закручивания спирали и т. д. Эти изменения экстраполируются на сутки вперед. Далее по двум предыдущим по времени снимкам определяется тенденция эволюции самих облаков этой облачной системы: уплотнение или разрежение облаков, исчезновение старых и появление новых облачных структур и т. д.

Прогноз эволюции облачных систем субсиноптического масштаба следует составлять, используя только два последовательных по времени снимка, поскольку изменчивость этих систем в целом больше, чем изменчивость систем синоптического масштаба. В этом

случае облачная система экстраполируется на последующие 12 ч с учетом тех изменений, которые произошли в ней за предыдущие 12 ч.

Для прогноза эволюции мезомасштабных облачных систем 12-часовой промежуток времени оказывается слишком большим, чтобы можно было использовать метод экстраполяции. В этих случаях используется прогноз синоптического положения, исходя из которого делается вывод, насколько сохраняются условия, способствующие формированию той или иной мезомасштабной облачной системы.

Глава 14

Прогноз осадков

14.1. Общие положения

Прогноз осадков тесно связан с прогнозом облачности. Однако не из всех облаков выпадают осадки. Чаще всего в умеренных широтах в течение года наблюдается выпадение осадков из облаков слоисто-дождевых (Ns) и кучево-дождевых (Cb), в которых обычно и создаются условия для превышения скорости падения водяных капель или ледяных кристаллов над скоростью восходящих движений воздуха при отсутствии условий, способствующих полному испарению этих гидрометеоров до их выпадения на поверхность Земли.

Рост водяных капель или ледяных кристаллов происходит в результате конденсации перенасыщенного водяного пара на их поверхности, а также гравитационной коагуляции и зависит от температуры воздуха в облаках.

Интенсивность роста водяных капель или ледяных кристаллов определяется их размерами, а также водностью, вертикальными скоростями движения воздуха, температурой воздуха, количеством ядер конденсации в единице объема водяного пара в облаках.

В умеренных широтах облака, состоящие из одних водяных капель или ледяных кристаллов, довольно редко дают осадки. Осадки в основном выпадают из смешанных облаков, содержащих одновременно жидкую и твердую фазу воды. Давление насыщенного водяного пара в смешанных облаках по отношению к ядрам конденсации в виде кристаллов льда большое, поэтому наблюдается значительное перенасыщение водяного пара, и ледяные кристаллы растут вследствие сублимации. Для достижения одного и того же размера водяным каплям требуется пройти значительно больший путь, чем ледяным кристаллам. Минимально возможная вертикальная протяженность облаков, дающих осадки, при темпе-

ратуре воздуха на верхней границе облаков ниже -15°C равна примерно 400 м. При более высокой температуре воздуха на верхней границе облаков (-12°C и выше) минимально возможная вертикальная протяженность облаков, обеспечивающая выпадение осадков, должна превышать 400 м. Температура воздуха, при которой происходит переход облака из капельного в смешанное состояние с выпадением осадков, называется температурой кристаллизации.

На рис. 14.1.1 приводится график зависимости температуры кристаллизации от скорости упорядоченных вертикальных движений на поверхности 700 гПа. Видно, что чем больше вертикальная скорость, тем выше температура кристаллизации и тем вероятнее

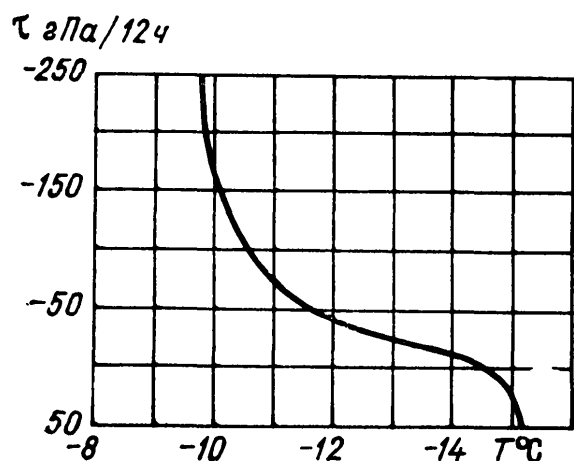


Рис. 14.1.1. График для определения температуры кристаллизации T в зависимости от вертикальной скорости τ на поверхности 700 гПа.

при прочих равных условиях переход облака из водяного в смешанное.

По данным наблюдений установлено, что при скорости конвективного восходящего движения воздуха более 6 м/с из облаков могут выпадать капли, радиус которых превышает критические значения 1,5—3,5 мм. Крупные капли могут образовываться лишь в тех случаях, когда вертикальная протяженность облака составляет не менее 3 км. Облака, состоящие из водяных капель и имеющие большую вертикальную протяженность, в умеренных широтах сравнительно редки. В низких (тропических) широтах протяженность водяных облаков часто достигает 5—8 км, и поэтому создаются благоприятные условия для выпадения дождя. Из водяных или кристаллических облаков St, Sc, Ac осадки могут выпадать лишь в виде мороси, слабого дождя или слабого снега, так как вертикальные движения воздуха, а также водяные капли или ледяные кристаллы в них невелики.

В умеренных широтах облака, состоящие из одних кристаллов льда, создают более благоприятные условия для выпадения осадков по сравнению с водяными облаками, так как в кристаллических облаках наблюдается быстрый сублимационный рост ледяных частичек. В зимнее время при вертикальной протяженности облаков 0,5 км уже создаются условия для образования довольно крупных снежинок, которые могут достигать поверхности Земли. Летом такие осадки вследствие испарения часто не достигают поверхно-

сти Земли. Если вертикальная протяженность смешанных облаков 400 м и более, то выпадающие из них осадки достигают поверхности Земли, если высота нижней границы облаков не превышает 1300 м. При вертикальной протяженности смешанных облаков 800 м и более осадки достигают поверхности Земли даже при высоте нижней границы облаков примерно 2200 м независимо от значения дефицита точки росы в нижележащих слоях атмосферы. Осадки, выпадающие из смешанных облаков с высотой нижней границы более 2200 м, достигают поверхности Земли лишь в 20—25 % случаев. Атмосферные осадки принято разделять на обложные, морозящие и ливневые.

14.2. Прогноз обложных и морозящих осадков

14.2.1. Обложные осадки

Обложные осадки обусловлены упорядоченными восходящими движениями воздуха, обычно наблюдающимися над обширной территорией и в большой толще атмосферы. Эти осадки выпадают наиболее часто в циклонах и барических ложбинах и характерны для областей теплых фронтов, медленно движущихся холодных фронтов и фронтов окклюзии. Соответственно обычному распределению упорядоченных восходящих движений, зона обложных осадков, как правило, имеет наибольшую ширину у тех участков фронта, которые находятся в области хорошо выраженной циклонической циркуляции, особенно вблизи центральной части циклона.

Успешность прогноза обложных осадков зависит от того, насколько точно дан прогноз перемещения барических образований, а также связанных с ними фронтов. В большинстве случаев зоны обложных осадков связаны с областями адвекции теплого воздуха и поэтому с областями наибольшего падения давления у поверхности Земли. Появление отрицательных барических тенденций при адвекции теплого влажного воздуха является надежным признаком выпадения обложных осадков.

Нередко в области фронта одновременно с обложными выпадают ливневые осадки, тогда равномерность выпадения осадков нарушается, а интенсивность их в целом увеличивается.

Зона фронтальных осадков иногда совмещается с областью подынверсионных облаков St и Sc. В этих случаях зона осадков значительно расширяется. Облака St и Sc, являясь преимущественно водяными, сами по себе чаще всего осадков не дают. Но когда в облака St и Sc попадают ледяные кристаллы из более высоких облаков Cs—As, то и в St и Sc могут сформироваться осадки вследствие нарушения коллоидальной устойчивости. На Европейской территории СССР значительное расширение зоны осадков теплого фронта при наличии помимо облаков Ns, As, Cs также облаков St, Sc характерно для южных циклонов.

Широкая зона обложных осадков нередко, особенно в холодное время года, образуется не только перед теплым фронтом и в области фронта окклюзии, но и в теплом секторе перед холодным фронтом. Такая особенность типична для холодных фронтов, перемещающихся на Европейскую территорию СССР с запада. При этом впереди холодного фронта теплый и влажный воздух перемещается с юга на север и испытывает общий подъем. Верхняя граница облаков часто достигает уровня образования кристаллов, что приводит к выпадению осадков.

В холодное время часто наблюдаются небольшие осадки, не связанные с фронтами и с приземным барическим полем низкого давления (они выпадают и в области антициклона), нередко охватывающие обширные районы. Аэрологический анализ показывает, что в этих случаях осадки выпадают из подынверсионных облаков St и Sc даже при отсутствии над ними каких-либо облаков среднего или верхнего ярусов. При этом верхняя часть облаков St и Sc или весь облачный слой располагается в зоне температуры ниже -10°C . Поэтому такие облака являются смешанными, что и обуславливает выпадение осадков.

14.2.2. Морозящие осадки

Морозящие осадки выпадают главным образом из облаков St, образующихся в воздухе с устойчивой стратификацией (в теплой воздушной массе или в областях размытых старых фронтов). Характерной особенностью облаков, обуславливающих образование мороси, является отсутствие в них ледяных кристаллов, а нарушение коллоидальной устойчивости в этих облаках происходит из-за неодинакового размера капель, причем более крупные капли образуются путем коагуляции мелких капель. У поверхности Земли при выпадении мороси температура воздуха чаще всего близка к 0°C .

Морозящие осадки наблюдаются преимущественно в холодное время года при адвекции влажного теплого воздуха с моря на материк. На Европейской территории СССР морось наиболее часто выпадает в тропическом воздухе, вторгающемся в теплых секторах углубляющихся циклонов, возникающих над районами Средиземного и Черного морей. Иногда морось отмечается также и в области антициклонов (чаще на периферии), сформированных в воздушной массе морского происхождения.

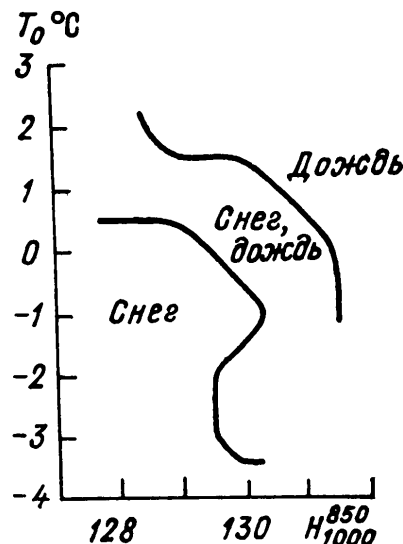
14.2.3. Прогноз фазового состояния осадков

В переходные сезоны, а также нередко во время зимних оттепелей осадки могут выпадать как в виде дождя, так и в виде снега. Фазовое состояние осадков (дождь или снег) зависит в основном от высоты изотермической поверхности 0°C и температуры воздуха у поверхности Земли.

Анализ аэрологических и синоптических данных показал, что осадки выпадают в виде дождя, если температура воздуха у поверхности Земли выше 3°C , а на уровне 500 м выше 0°C . Осадки выпадают в виде снега, если температура воздуха у поверхности Земли ниже 3°C , а на уровне 500 м ниже 0°C .

Однако в повседневной работе синоптика иногда довольно трудно дать прогноз положения изотермической поверхности 0°C с точностью 100—200 м. Поэтому для прогноза фазового состоя-

Рис. 14.2.1. Фазовое состояние осадков в зависимости от температуры воздуха у поверхности Земли T_0 и относительного геопотенциала H_{1000}^{850} .



ния осадков (дождь, снег или снег с дождем) можно использовать корреляционные связи (рис. 14.2.1) между температурой воздуха у поверхности Земли и относительным геопотенциалом H_{1000}^{850} . Анализ полученного материала для Европейской территории СССР показал, что практически все значения H_{1000}^{850} , при которых наблюдались осадки разной фазы (снег, снег с дождем, дождь), заключены в интервале от 128 до 132 гп. дам. При значениях $H_{1000}^{850} < 128$ гп. дам выпадают только твердые осадки (снег), при значениях $H_{1000}^{850} > 132$ гп. дам выпадают только жидкие осадки (дождь).

14.2.4. Способ расчета количества обложных осадков

В настоящее время в синоптической практике широкое применение получил способ количественного прогноза обложных осадков, основанный на расчете индивидуального изменения массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе, согласно формуле

$$Q = \frac{1}{g} \int_0^t \int_{p_0}^p \frac{dq_m}{dt} dp dt, \quad (1) \quad (14.2.1)$$

где Q — количество влаги (мм), сконденсированной в столбе воздуха единичной площади сечения, заключенном между уровнями с давлением p_0 и p , за время δt ; q_m — массовая доля водяного

пара (‰) в насыщенном воздухе (удельная влажность); g — ускорение свободного падения.

Согласно формуле (14.2.1), количество влаги, конденсирующейся в столбе воздуха за некоторый промежуток времени, определяется произведением барической толщины слоя воздуха на значение индивидуального изменения массовой доли водяного пара при насыщении (барическая толщина слоя эквивалентна общей массе воздуха в слое). Индивидуальное изменение массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе определяется как горизонтальным, так и вертикальным перемещением воздушных частиц с их термодинамическими характеристиками — температурой (T) и точкой росы (T_0). Вычисление интегралов в выражении (14.2.1) методом трапеций позволяет получить для расчета обложных осадков рабочую формулу

$$Q_{\text{обл}} = 1,5 \Delta q_{850} + 1,8 \Delta q_{700} + \Delta q_{500}, \quad (14.2.2)$$

где $Q_{\text{обл}}$ — прогнозируемое количество обложных осадков (мм) за некоторый промежуток времени; Δq_{850} , Δq_{700} и Δq_{500} — индивидуальные изменения за тот же промежуток времени массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе (‰) при подъеме с соответствующих изобарических поверхностей (850, 700 и 500 гПа).

Согласно формуле (14.2.2), вся сконденсированная влага выпадает в виде осадков. В формуле (14.2.2) не учитывается влага, которая расходуется на формирование облаков, их испарение, испарение отдельных капель дождя или снега при падении и т. д.

Формулы (14.2.1) и (14.2.2) учитывают индивидуальное изменение водяного пара, находящегося лишь в парообразном состоянии (определяется изменение величины q_m). Несмотря на имеющиеся теоретические разработки, учет водности облаков не получил практического применения при прогнозе обложных осадков ввиду отсутствия ежедневной информации о водности облаков.

Применение известных способов построения прогностических траекторий воздушных частиц (см. гл. 3) и расчета упорядоченных вертикальных движений τ (см. гл. 4) позволяет определять значения Δq_{850} , Δq_{700} и Δq_{500} в формуле (14.2.2) для каждой из трех соответствующих изобарических поверхностей.

Для случаев восходящих вертикальных движений в ненасыщенном водяным паром воздухе на бланке аэрологической диаграммы на каждой изобарической поверхности p (850, 700 и 500 гПа) отмечаются две точки, соответствующие прогностическим значениям T и T_d , полученные с учетом адвекции и трансформации. Далее вверх от точки, соответствующей прогнозу T , проводится отрезок вдоль сухой адиабаты до пересечения с изограммой, проведенной от точки, соответствующей прогнозу T_d . Если точка пересечения (уровень конденсации) окажется выше изобарической поверхности ($p + \tau$) или на самой поверхности ($p + \tau$), то соответствующее $\Delta \bar{q}_p$ принимается равным нулю. Если же уровень конденсации окажется ниже поверхности ($p + \tau$), то от точки уровня конденса-

ции проводится вверх отрезок вдоль влажной адиабаты до точки пересечения с поверхностью $(p + \tau)$. По изограммам отсчитываются значения массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе в двух точках: в только что указанной точке пересечения (q_2) и на уровне конденсации (q_1). Разность $(q_1 - q_2)$ и представляет собой количество влаги Δq_p , сконденсированной при подъеме с рассматриваемой основной изобарической поверхности P . Подставляя найденные таким образом значения Δq_p в формулу (14.2.2), определим количество обложных осадков $Q_{обл}$.

Пример. Расчет количества обложных осадков по Москве для полусуток от 15 ч 26 августа до 3 ч 27 августа 1981 г. по исходным данным в 3 ч 26 августа. В этом случае адвективные значения температуры воздуха и точки росы (т. е. их значения в исходный срок в начальных точках прогностических суточных траекторий) на поверхностях 850, 700 и 500 гПа составили соответственно 14 и 10, 2 и -5, -12 и -22 °С. Предвычисленные скорости упорядоченных вертикальных движений за указанные полусутки равны $\tau_{850} = -80$ гПа, $\tau_{700} = -140$ гПа, $\tau_{500} = -180$ гПа. Выполняя только что указанные операции на бланке аэрологической диаграммы, находим $\Delta q_{850} = 9 - 8,5 = 0,5 \text{ ‰}$, $\Delta q_{700} = 3,8 - 2,8 = 1,0 \text{ ‰}$, $\Delta q_{500} = 1,3 - 0,4 = 0,9 \text{ ‰}$ (графические построения для этого примера показаны на рис. 14.3.2). По формуле (14.2.2) получим $Q_{обл} = 1,5 \cdot 0,5 + 1,8 \cdot 1,0 + 0,9 = 3,5 \text{ мм}$.

В случаях восходящих вертикальных движений в насыщенном водяным паром воздухе для определения значений $(q_1 - q_2)$ нужно с каждой изобарической поверхности, а именно от точек, соответствующих значению $T_d = T$, проводить линии параллельно влажным адиабатам до высоты, равной значению τ_p на каждой из поверхностей, и в начальной и конечной точках этих отрезков по диаграмме соответственно изограммам определять значения q_1 и q_2 , а следовательно, и $Q_{обл}$.

Если ожидаются нисходящие вертикальные движения на всех трех поверхностях (850, 700, 500 гПа), то в этих случаях количество обложных осадков не рассчитывается.

Формула (14.2.2) не учитывает конденсацию водяного пара в воздухе, находящемся в исходный срок выше поверхности 500 гПа. Однако при больших значениях вертикальных движений на поверхности 500 гПа ($\tau \leq -100$ гПа за 12 ч) конденсация и в этом воздухе может быть значительной. Соответственно больше будет и общее количество сконденсированной влаги. В этом случае вместо формулы (14.2.2) для расчета осадков можно использовать формулу

$$Q'_{обл} = Q_{обл} (1 - 0,002\tau_{500}), \quad (14.2.3)$$

где $Q'_{обл}$ — количество обложных осадков (в мм) с учетом дополнительно конденсации с изобарических поверхностей выше 500 гПа; $Q_{обл}$ — количество осадков, рассчитанное по формуле (14.2.2).

Если по какой-либо причине отсутствуют данные, позволяющие определить Δq_{500} , то для прогноза осадков можно воспользоваться

более простой формулой с проведением расчетов лишь на двух нижних поверхностях атмосферы (850 и 700 гПа):

$$Q_{\text{обл}} = 1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}. \quad (14.2.4)$$

Количество осадков, рассчитанное по формулам (14.2.4) и (14.2.2), обычно близко между собой. Здесь многое зависит от значений восходящих вертикальных движений на поверхности 500 гПа. Если эти значения превышают по модулю 100 гПа, то обычно расчет по формуле (14.2.2) дает большее количество осадков.

Если осадки выпадают из облачности, имеющей высоту примерно 1,5 км или по какой-либо причине отсутствуют данные, позволяющие определить Δq_{700} и Δq_{500} , то для расчета можно воспользоваться формулой

$$Q_{\text{обл}} = 3,75 \Delta q_{850}, \quad (14.2.5)$$

где индивидуальное изменение массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе на поверхности 850 гПа имеет больший вес по сравнению с формулами (14.2.2) и (14.2.4).

При выводе формул (14.2.2), (14.2.3) и (14.2.4) принималось во внимание, что выпадение осадков в количестве 1 мм эквивалентно конденсации водяного пара в 1 кг воздуха столба атмосферы сечением 1 см², барическая толщина которого равна 100 гПа.

Далее остановимся на вопросе о соответствии между рассчитанным и фактическим количеством обложных осадков. Изложенный только что способ расчета обложных осадков учитывает основные факторы, влияющие на их формирование, и при точном прогнозе барического поля у поверхности Земли и на высотах оправдывается в основном удовлетворительно. Укажем некоторые наиболее вероятные источники погрешностей расчета.

Данный способ предполагает, что конденсирующаяся влага полностью и мгновенно достигает поверхности Земли в виде осадков. В действительности часть конденсирующейся влаги в начальной стадии эволюции облачности расходуется на ее формирование (на рост образующихся капель и ледяных кристаллов), а при падении частиц осадков сквозь ненасыщенный слой воздуха они частично или полностью испаряются. Поэтому в случаях больших прогнозируемых дефицитов точки росы на нижних изобарических поверхностях тропосферы фактическое количество осадков может оказаться несколько меньше рассчитанного. Изложенный способ не учитывает также и другие атмосферные процессы, обусловленные микрофизическими явлениями в облаках. Например, возникновение или усиление осадков (даже при отсутствии значительных восходящих движений воздуха) при попадании ледяных кристаллов в некоторый облачный слой.

Далее, в данном способе не учитываются особенности распределения упорядоченных вертикальных движений в области атмосферных фронтов. Используемые в этом способе значения τ , рас-

считанные для какого-либо пункта, являются осредненными по некоторой площади, соизмеримой с пространственным горизонтальным шагом, взятым при вычислении различных производных (например, лапласианов ΔH). В области же фронтов действительные значения τ в разделяемых ими воздушных массах отклоняются в ту и другую сторону от рассчитанных значений соответственно типу фронта. Например, в типичном случае теплого анафронта в действительности восходящее движение теплого воздуха оказывается несколько большим (а холодного воздуха меньшим) рассчитанного. Поскольку обложные осадки в этом случае формируются главным образом в теплом воздухе, то их фактическое количество превысит рассчитанное.

Следует также иметь в виду, что рассчитанное по данному способу количество сконденсированной влаги Δq_p с поверхностей 850, 700 или 500 гПа по существу относится не к конечной точке траектории частицы на данной поверхности (к пункту прогноза), а к некоторой промежуточной (средней) точке ее отрезка, вдоль которого происходит конденсация. Рассчитанное количество осадков в этом случае можно отнести к пункту прогноза (точнее, к некоторой площади), если траектории воздушных частиц оказываются невелики и если дефициты точки росы в начальных точках траекторий частиц значительны.

Точность расчета осадков также зависит от точности используемых способов построения траекторий воздушных частиц и расчета упорядоченных вертикальных движений воздуха τ . При расчете τ по способу, описанному в п. 4.3, к указанным источникам погрешностей расчета осадков следует отнести отсутствие учета орографических влияний.

Приведенный способ расчета дает количество сконденсированной влаги (Δq_p) лишь для тех воздушных частиц на поверхностях 850, 700 и 500 гПа, траектории которых оканчиваются в пункте прогноза. Вертикальные движения (следовательно, и количество сконденсированной влаги) других частиц, которые достигнут пункт прогноза в более ранние моменты времени, могут оказаться существенно иными. Обычно вертикальные движения различных, последовательно перемещающихся к пункту прогноза частиц, оказываются примерно одинаковыми в тех случаях, когда между начальной и конечной точками траекторий (на поверхностях 850, 700 или 500 гПа) отсутствуют какие-либо резко выраженные особенности барического поля на этих поверхностях. Если, например, между начальной и конечной точками траекторий располагается барическая ложбина, то необходимо произвести отдельно расчеты количества сконденсированной влаги для той точки этой ложбины, которая должна пройти через интересующий нас пункт.

На рис. 14.2.2 сплошными линиями со стрелками изображены изобары поля давления в исходный срок, zz_1 — положение оси ложбины, AA_1M — прогнозируемая суточная траектория частицы. Вблизи пункта M , согласно прогностической карте, через сутки после исходного срока должна располагаться ось гребня, и здесь

лапласиан Δp_0 отрицателен. Примерно таков же по величине и отрицателен лапласиан Δp_0 в начальной точке (А) траектории. В связи с этим расчет величины τ_{850} для вторых полусуток после исходного срока укажет на нисходящее движение ($\tau_{850} > 0$), следовательно, и на отсутствие осадков. Но это будет справедливо только для частицы, которая переместится в пункт М к концу суток. В данном примере несколько ранее этого срока через пункт М переместится ось ложбины, в которой движение воздуха восходящее. Поэтому нужно дополнительно рассчитать вертикальные движения и количество осадков в первые полусутки на том участке оси ложбины, который пройдет через пункт М. С этой целью на прогностической карте с суточной заблаговременностью отыскивается на оси ложбины точка N, ближайшая к пункту М; дополни-

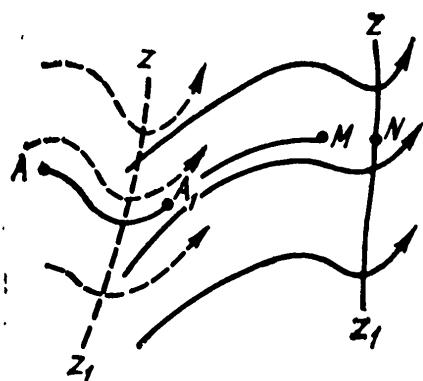


Рис. 14.2.2. К расчету вертикальных движений воздуха в случае прохождения барической ложбины.

тельно рассчитываются τ и осадки для точки N, при этом полагают, что рассчитанные осадки относятся к пункту М.

Все вышеназванные источники погрешностей расчета количества обложных осадков следует иметь в виду независимо от качества прогноза барического поля у поверхности Земли и на высотах. Ошибки прогноза полей давления и геопотенциала дают погрешности при расчете осадков нередко более значительные, так как приводят к погрешностям в расчете траекторий воздушных частиц (а следовательно, адвективных и трансформационных изменений температуры и влажности воздуха), а также в расчете упорядоченных вертикальных движений τ . В связи с этим дадим несколько общих рекомендаций по уменьшению погрешностей в расчетах количества осадков, возникающих в результате ошибок предвычисленных значений τ .

Если получаемые синоптиком за более поздние сроки наблюдений после прогноза метеорологические данные указывают, что барическое поле будет существенно отличаться от предсказанного, то в результаты расчета обложных осадков иногда можно качественно внести уточнения. Например, если барические градиенты в ложбине становятся большими (меньшими), чем предполагалось, а кривизна изобар ложбины изменяется так, как было предсказано, то количество осадков в ложбине может оказаться больше (меньше) рассчитанного, т. е. предвычисленного. Если кривизна изобар ложбины становится больше (меньше) по сравнению с предсказанной, а барический градиент вдоль ее оси изменя-

ется в соответствии с прогнозом, то количество осадков в ложбине также может быть больше (меньше) предвычисленного. Если ложбина перемещается медленнее (быстрее), чем ожидалось, а барические градиенты у оси ложбины и кривизна ее изобар изменяются примерно так, как и ожидалось, то количество осадков в передней части ложбины может оказаться меньше (больше) предвычисленного, а в тыловой части ложбины — больше (меньше) предвычисленного.

14.2.5. Расчет осадков, формирующихся в холодное время года в пограничном слое атмосферы

Прогноз осадков, формирующихся в холодное время в пограничном слое атмосферы, основывается на учете конденсации водяного пара в указанном слое, происходящей вследствие трансформационного охлаждения влажного воздуха. Такая конденсация возможна как при восходящих, так и небольших нисходящих упорядоченных вертикальных движениях. Количество осадков, выпадающих из низких облаков пограничного слоя атмосферы, невелико — обычно не превышает 2 мм за 12 ч, однако в холодное время года такие осадки довольно часто наблюдаются в умеренных и высоких широтах.

Рассчитываемые предлагаемым далее способом осадки являются дополнением к обложным осадкам, о расчете которых было сказано в предыдущем разделе. Данный способ предполагает использование значений упорядоченных вертикальных движений воздуха в пограничном слое ($\tau_{\text{пг}}$). При заблаговременности прогноза 12 ч расчет ведется по формуле

$$\tau_{\text{пг}} = \frac{1}{2} \tau_{850}, \quad (14.2.6)$$

где τ_{850} — прогностические упорядоченные вертикальные движения (гПа/12 ч), рассчитываемые для поверхности 850 гПа. Упорядоченные вертикальные движения для интервалов времени 24 или 36 ч ($\tau_{\text{пг}, 24}$ или $\tau_{\text{пг}, 36}$) получаются путем суммирования полусуточных значений $\tau_{12, \text{пг}}^*$, полученных соответственно для двух или трех 12-часовых отрезков прогностических траекторий воздушных частиц. Для расчета $\tau_{\text{пг}}$ по формуле (14.2.6) прогностические значения τ_{850} рассчитываются с помощью прогностических траекторий воздушных частиц по барическому полю, как это изложено в гл. 3 и 4.

По предлагаемой методике необходимо рассчитать трансформационное изменение температуры воздуха в пограничном слое атмосферы. Такой расчет производится с помощью графика корреляции между адвективными и трансформационными изменениями температуры воздуха (рис. 14.2.3). На графике по оси ординат представлены значения адвективных изменений температуры ΔT_a

(положительным значениям соответствует адвекция тепла, а отрицательным — адвекция холода)¹, а по оси абсцисс — значения трансформационных изменений температуры $\Delta T_{\text{тр}}$ (положительные значения соответствуют прогреванию, а отрицательные — охлаждению воздуха). Из графика видно, что адвекции тепла соответствует трансформационное охлаждение воздуха, а адвекции холода — трансформационное прогревание.

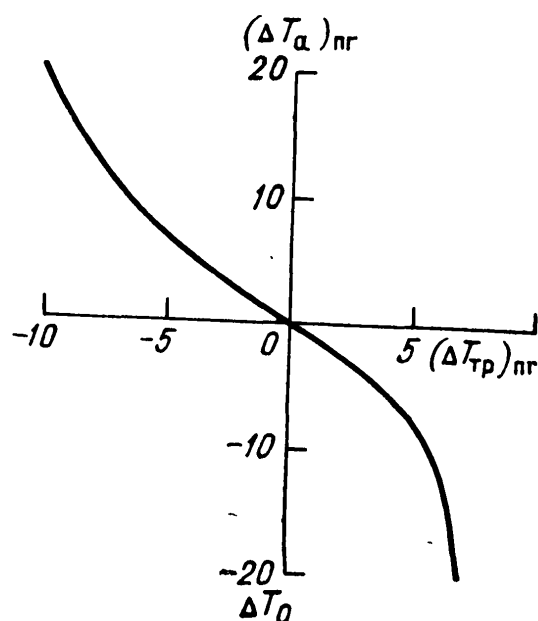


Рис. 14.2.3. График для определения трансформационных изменений температуры воздуха $(\Delta T_{\text{тр}})_{\text{пг}}$ в пограничном слое атмосферы в зависимости от адвективного изменения температуры $(\Delta T_{\text{а}})_{\text{пг}}$ в этом слое.

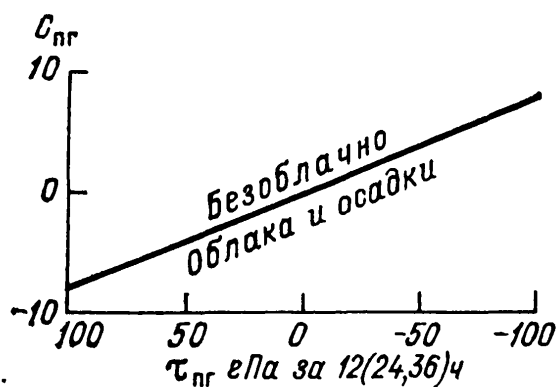


Рис. 14.2.4. График для определения благоприятных условий для конденсации в пограничном слое атмосферы.

$\tau_{\text{пг}} = \frac{1}{2} T_{850}$ — упорядоченные вертикальные движения в гПа за 12 ч (24, 36 ч), $C_{\text{пг}} = [(T - T_d)_a + (\Delta T_{\text{тр}})]_{\text{пг}}$ — сумма адвективного дефицита точки росы $(T - T_d)_a$ и трансформационного изменения температуры воздуха $\Delta T_{\text{тр}}$.

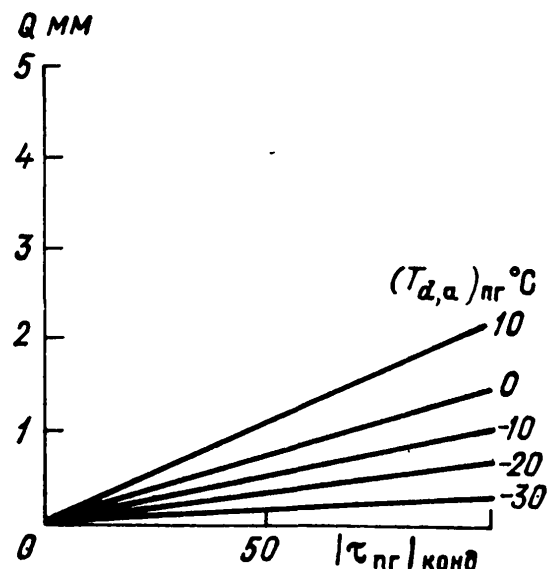
Другой график (рис. 14.2.4) позволяет в зависимости от величины прогностических вертикальных движений $\tau_{\text{пг}}$ в пункте прогноза и величины $C_{\text{пг}} = [(T - T_d)_a + (\Delta T_{\text{тр}})]_{\text{пг}}$ — суммы адвективного дефицита точки росы $(T - T_d)_a$ с трансформационным изменением температуры воздуха $\Delta T_{\text{тр}}$ — установить возможность конденсации водяного пара в пограничном слое атмосферы. Наклонная линия на рис. 14.2.4 разграничивает две области, соответствующие погоде с облачностью и осадками и погоде без осадков в пограничном слое. Следовательно, значения $\tau_{\text{пг}}$ вдоль этой наклонной линии могут рассматриваться как некоторые критические значения вертикальных движений $(\tau_{\text{кр}})_{\text{пг}}$, при которых начинается конденсация водяного пара при определенных значениях $C_{\text{пг}}$.

¹ Способы определения этой и некоторых других характеристик даны ниже при описании последовательности проведения расчетов.

Положение прямой на рис. 14.2.4. показывает, что конденсация водяного пара возможна не только при восходящих, но и при нисходящих вертикальных движениях, если происходит достаточно большое трансформационное понижение температуры воздуха.

Следует иметь в виду, что точность прогноза факта выпадения осадков с помощью рис. 14.2.4 повышается, если температура воздуха в верхней части облака ниже -10°C . Из облаков с такой температурой воздуха, как правило, выпадают осадки.

Рис. 14.2.5. График для определения количества сконденсированной влаги в пограничном слое атмосферы, (Q) в зависимости от модуля упорядоченных вертикальных движений $|\tau_{\text{пр}}|_{\text{конд}}$, которые обуславливают конденсацию водяного пара и определяются по рис. 14.2.4, и адвективного значения точки росы $(T_{d,a})_{\text{пр}}$.



Количество осадков (в миллиметрах), выпавших из облаков пограничного слоя, определяется с помощью рис. 14.2.5. На этом рисунке на оси абсцисс представлены модули упорядоченных вертикальных движений $|\tau_{\text{пр}}|_{\text{конд}}$, идущих лишь на конденсацию водяного пара¹, на оси ординат — количество сконденсированной влаги Q . Наклонные линии на рис. 14.2.5 представляют собой изолинии адвективных значений точки росы $(T_{d,a})_{\text{пр}}$. Из рис. 14.2.5 следует, что чем больше значения $|\tau_{\text{пр}}|_{\text{конд}}$ и $(T_{d,a})_{\text{пр}}$ при конкретном значении $C_{\text{пр}}$, тем больше конденсируется влаги.

Последовательность расчета количества осадков

1. Согласно методике, изложенной в гл. 3, для каждой поверхности (Земля, 850 гПа) строятся три прогностические траектории воздушных частиц с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч для пункта, по которому прогнозируются осадки — по прогностическим и исходным приземным картам погоды и картам барической топографии 850 гПа.

2. С помощью построенных прогностических траекторий воздушных частиц различной заблаговременности определяются по картам в исходный срок наблюдений (3 или 15 ч) адвективные

¹ Способ определения $|\tau_{\text{пр}}|_{\text{конд}}$ описан ниже при изложении последовательности расчета количества осадков (см. п. 6).

значения (т. е. значения в начальных точках траекторий частиц) температуры T_a и точки росы T_{d_a} у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа: $(T_a)_з$, $(T_{d_a})_з$, $(T_a)_{850}$, $(T_{d_a})_{850}$, а также значения $(T_k)_з$ и $(T_k)_{850}$ в конечной точке траектории частицы в исходный срок наблюдений.

3. Определяются адвективные значения $(T_a)_{пг}$ и $(T_{d_a})_{пг}$, а также адвективное изменение $(\Delta T_a)_{пг}$ в пограничном слое по следующим формулам:

$$\begin{aligned}(T_a)_{пг} &= \frac{(T_a)_з + (T_a)_{850}}{2}, \\(T_{d_a})_{пг} &= \frac{(T_{d_a})_з + (T_{d_a})_{850}}{2}, \\(T_k)_{пг} &= \frac{(T_k)_з + (T_k)_{850}}{2}, \\(\Delta T_a)_{пг} &= (T_a)_{пг} - (T_k)_{пг}.\end{aligned}\tag{14.2.7}$$

или по исходной карте и прогностическим картам поверхности 925 гПа.

4. По рис. 14.2.3 (вычислив предварительно по формулам (14.2.7) адвективное изменение температуры воздуха $(\Delta T_a)_{пг}$) определяется трансформационное изменение температуры воздуха $(\Delta T_{тр})_{пг}$ в том же пограничном слое атмосферы.

5. По формуле (14.2.6) вычисляются значения $\tau_{пг}$ заблаговременностью 12, 24 и 36 ч ($\tau_{пг, 12}$, $\tau_{пг, 24}$, $\tau_{пг, 36}$). Для каждой заблаговременности прогноза осадков определяется значение $C_{пг} = [(T - T_{d_a}) + (\Delta T_{тр})]_{пг}$, где величина $(T - T_{d_a})_{пг}$ — адвективное значение дефицита точки росы в пограничном слое, вычисляемое по формулам (14.2.7).

6. С помощью рис. 14.2.4 по найденным значениям $\tau_{пг}$ и $C_{пг}$ заблаговременностью 12, 24, 36 ч определяется возможность конденсации водяного пара в пограничном слое атмосферы. Если в соответствии с рис. 14.2.4 конденсация окажется возможной, то по этому же рисунку определяется критическое значение упорядоченных вертикальных движений $(\tau_{кр})_{пг}$ следующим образом. От точки с координатами $\tau_{пг}$ и $C_{пг}$ проводится отрезок прямой параллельно оси абсцисс до пересечения с наклонной линией конденсации и из точки пересечения проводится отрезок прямой параллельно оси ординат. В точке пересечения отрезка прямой с осью абсцисс снимается значение $(\tau_{кр})_{пг}$. Вертикальные движения, обуславливающие конденсацию водяного пара, $|\tau_{пг}|_{конд}$ соответствуют значению отрезка (гПа за Δt ч) на оси абсцисс между точками с координатами $\tau_{пг}$ и $(\tau_{кр})_{пг}$.

При наличии упорядоченных восходящих вертикальных движений можно определить также модуль величины $|\tau_{пг}|_{конд}$:

$$|\tau_{пг}|_{конд} = |\tau_{пг, \Delta t} - (\tau_{кр})_{пг, \Delta t}|,$$

при нисходящих — по формуле

$$|\tau_{\text{пг}}|_{\text{конд}} = |(\tau_{\text{кр}})_{\text{пг}, \Delta t} - \tau_{\text{пг}, \Delta t}|,$$

где Δt — заблаговременность прогноза (12, 24, 36 ч). Таким способом определяются вертикальные движения заблаговременностью 12, 24, 36 ч, обуславливающие конденсацию.

7. По рис. 14.2.5 для каждой заблаговременности определяется, согласно рассчитанным данным $|\tau_{\text{пг}}|_{\text{конд}}$ и $(T_{d_a})_{\text{пг}}$, прогностическое количество осадков Q_{12} , Q_{24} , Q_{36} (в миллиметрах) за весь интервал времени Δt . При этом количество осадков за последние 12 ч 12-, 24-, 36-часового интервала, а именно величины $Q_{12, 12}$, $Q_{12, 24}$, $Q_{12, 36}$, определяется по формулам

$$\begin{aligned} Q_{12, 12} &= Q_{12}, \\ Q_{12, 24} &= Q_{24} - Q_{12}, \\ Q_{12, 36} &= Q_{36} - Q_{24}. \end{aligned} \quad (14.2.8)$$

С некоторой погрешностью можно получить также значения $Q_{12, 24}$, $Q_{12, 36}$, не вычисляя Q_{24} и Q_{36} . Для этого следует вычислить значения $\tau_{\text{пг}, \Delta t}^*$, $(\tau_{\text{кр}}^*)_{\text{пг}, \Delta t}$, $|\tau_{\text{пг}}^*|_{\text{конд}}$ лишь за последние 12 ч, 24- и 36-часового интервала, а затем выполнить последовательность расчетов в п. 5—7.

14.3. Прогноз ливневых осадков и гроз

14.3.1. Условия формирования кучево-дождевой облачности и особенности выпадения ливневых осадков при различных синоптических ситуациях

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков (Cb), возникающих в неустойчиво стратифицированных слоях атмосферы под действием конвективных вертикальных движений (см. п. 4.7).

В умеренных широтах микроструктурные особенности облаков, дающих ливневые и обложные осадки, в основном одинаковы: ливневые осадки, как правило, начинают выпадать с момента, когда структура в верхней части облака становится смешанной, т. е. когда конвективное облако при своем вертикальном развитии достигает уровня кристаллизации (изотермической поверхности -10°C). Если уровень кристаллизации расположен высоко, то облака могут иметь большую вертикальную протяженность, но в большинстве случаев не давать осадков, так как, не достигнув указанного уровня, примерно в 70 % случаев облака будут сохранять чисто капельную структуру, т. е. оставаться коллоидно устойчивыми. И, наоборот, ливневые осадки могут выпадать из облаков, имеющих небольшую мощность, если они сформировались в холодном неустойчивом воздухе, т. е. изотермическая поверхность -10°C располагается сравнительно низко. Осадки ливневого

характера, обычно в виде снега, нередко выпадают из облаков, вершины которых располагаются на высоте всего 1,5—2,0 км. Эти облака по внешнему виду похожи на Sc и Ns. Такие случаи встречаются в умеренных широтах преимущественно в холодную половину года, а в северных широтах и в теплое полугодие при интенсивных вторжениях холода.

Указанная связь между температурой в верхней части облаков Сb и выпадением осадков наиболее характерна для умеренных и высоких широт. В тропических же широтах сильные ливневые осадки довольно часто выпадают из облаков, не имеющих смешанной структуры, а состоящих лишь из одних капель, причем иногда даже непереохлажденных. Предполагается, что в этих случаях главную роль в нарушении коллоидальной устойчивости играют крупные капли в облаке, образующиеся вследствие коагуляции мелких капель при сильных конвективных вертикальных движениях. Кучево-дождевые облака такого рода могут быть и в умеренных широтах, но все же они встречаются здесь редко, а возможное количество ливневых осадков из них не превышает 0,6 мм. Немаловажным фактором при этом является наличие высокой влажности в этих облаках, средние значения которой зависят от температуры воздуха, скорости вертикальных движений, интенсивности турбулентного обмена и ряда других факторов. В целом же влажность облаков изменяется в широких пределах от 0,1—3 г/м³ в слоистообразных и волнистообразных облаках до 20—30 г/м³ в кучево-дождевых облаках.

Принципиальной разницы в строении внутримассовых и фронтальных Сb нет, так как чем больше скорость восходящего движения, мощность и влажность облаков, тем быстрее и в большем количестве могут вырасти капли путем коагуляции. Скорость конвективных восходящих движений, мощность и влажность облаков в большой мере зависят от степени неустойчивости, влагосодержания и толщины неустойчивых слоев воздуха, частицы которых участвуют в конвективном подъеме. Однако физические условия развития конвекции (формирования неустойчивой стратификации воздуха) обусловлены в первую очередь синоптической ситуацией и в связи с этим в характере распределения конвективной облачности имеются существенные различия.

Внутримассовые ливни

Внутримассовая конвективная облачность не составляет сплошного облачного покрова: хорошо развитые конвективные облака обычно разделены безоблачными пространствами порядка десятков километров, соответствующими зонам, где восходящие движения отсутствуют.

Анализ плювиографических данных об интенсивности и продолжительности чисто ливневых осадков на ЕТС в случаях внутримассового развития конвекции позволил установить некоторые их характерные особенности. В частности, для периферии Сb харак-

терны ливневые осадки слабой интенсивности (0,01—0,02 мм/мин), а при прохождении через пункт прогноза центральной части Сб максимальная интенсивность ливня может достигать 3—5 мм/мин. Продолжительность ливневых осадков интенсивностью более 0,02 мм/мин, выпадающих из отдельных кучево-дождевых облаков, в преобладающем числе случаев колеблется в пределах от 30 мин до 1 ч 20 мин. В среднем продолжительность ливневых внутримассовых осадков в пункте как на Европейской, так и на Азиатской территории СССР составляет 0,6—0,7 ч.

Термодинамические условия возникновения внутримассовых Сб и ливней различны в различных синоптических ситуациях.

Тыловая часть циклона. Внутримассовые конвективные осадки в тыловой части циклонов наблюдаются в тех случаях, когда в результате продолжающейся адвекции холодного воздуха в тыл циклона формируется неустойчивая стратификация T и T_d в нижней тропосфере. Характерной особенностью адвективного изменения температуры при этом является увеличивающаяся с высотой адвекция холода и малые дефициты точки росы. При наличии небольших восходящих движений воздуха в тыловой части циклона возможно выпадение слабых ливневых осадков в ночные и ранние утренние часы. Количество ливневых осадков, как правило, при прямолинейных изобарах не превышает 0,6 мм, а при циклонической кривизне изобар — 1,5 мм за полусутки.

На снимках облачности с ИСЗ в тыловой части циклонического облачного вихря при адвекции холодного воздуха наблюдается слоистокучевая облачность, которая образует довольно однородное поле.

По мере продвижения холодного воздуха над теплой подстилающей поверхностью развивается кучевая и кучево-дождевая облачность открытых ячеек, особенно четко прослеживаемая по последовательным снимкам облачности с ИСЗ, из которой начинают выпадать осадки в дневные часы (в первой половине дня). Осадки, выпадающие в дневные часы в результате формирования неустойчивой стратификации T и T_d также и в пограничном слое атмосферы, составляют несколько миллиметров (чаще всего 2—4 мм, иногда 5—10 мм). Днем примерно на 8 % всех метеостанций возможны осадки 5—10 мм, ночью — лишь на 3 % станций.

Часто наблюдающиеся на высотах инверсии, изотермии или слои с замедленным падением температуры с высотой (при низких значениях ее днем) являются верхней границей конвекции и препятствуют развитию облачности по вертикали, что в большинстве случаев исключает возможность выпадения сильных ливней и гроз.

Небольшая конвективная неустойчивость $(T' - T)_{\max} \leq 1,0 \div 1,5$ °С быстро ликвидируется при повышении температуры верхних слоев, которое может происходить как за счет адвекции, так и за счет нисходящих вертикальных движений (во многих случаях для этого достаточна скорость 20—30 гПа/12 ч).

Заполняющиеся депрессии. Характерной особенностью заполняющихся депрессий являются продолжительные (в течение нескольких суток) периоды ливневой и грозовой деятельности, охватывающей обычно большую территорию. Формирование Сб в заполняющихся депрессиях протекает быстро, дожди выпадают в большинстве случаев в 14—15 ч, реже в более поздние часы.

Основным фактором, вызывающим развитие Сб при данной ситуации, является интенсивный прогрев воздуха. Вследствие небольших градиентов давления и наличия почти однородного термического поля над всей территорией как у поверхности Земли, так и на высотах адвекция не оказывает существенного влияния на изменение стратификации T и T_d . Упорядоченные вертикальные движения близки к нулю или наблюдаются слабые нисходящие движения. В то же время в заполняющихся депрессиях в целом вертикальные градиенты температуры на высотах близки к влажноадиабатическим, однако дефициты точки росы могут быть различными. Необходимыми условиями для возникновения Сб и ливней являются высокое насыщение воздуха $(T - T_d) \leq 5 \div 7^\circ\text{C}$ в верхних слоях (850—500 гПа) и значения точки росы у поверхности Земли, равные 10—16°C. Поверхность почвы в области депрессии бывает сильно увлажненной в результате прошедших в предыдущие дни обложных дождей, поэтому суточный ход точки росы характеризуется максимумом в 14—15 ч.

В силу отмеченных выше благоприятных условий для возникновения неустойчивой стратификации T и T_d в дневные часы в заполняющихся депрессиях число ливней и гроз возрастает ото дня ко дню. Отношение числа гроз к общему числу случаев с конвективными дождями составляет около 90 %. К концу периода существования депрессии возрастает также число дождей с количеством осадков более 10 мм (от 7 до 15 % всех метеостанций).

Тыловая часть антициклона. В тыловой (обычно западной) части антициклона в теплое время года наблюдается или жаркая сухая погода, нередко сопровождающаяся сильными ветрами, или интенсивное развитие ливней и гроз, захватывающих обычно большую территорию. Наиболее важным фактором, способствующим формированию неустойчивой стратификации T и T_d , возникновению кучево-дождевой облачности, ливней и гроз, является возрастание влажности воздуха как у поверхности Земли ($T_d > 10^\circ\text{C}$), так и на высотах (относительная влажность 70—80 % или $(T - T_d) \leq 3 \div 5^\circ\text{C}$), возникающее в результате убывающей с высотой адвекции теплого и влажного воздуха. Массовое развитие ливней и гроз на западной периферии антициклона наблюдается только при условии совпадения термического гребня OT_{1000}^{500} с язы-

ком влажного воздуха. На снимках облачности с ИСЗ это проявляется в увеличении количества кучевообразных и кучево-дождевых облаков в виде ярких белых скоплений небольших размеров, иногда перекрытых шапкой перистообразной облачности. Часто эти облака образуют открытые конвективные ячейки и ряды.

Наиболее вероятно возникновение ливней в период 14—18 ч местного времени при максимальной температуре воздуха 20—25 °С. Ликвидация неустойчивого состояния атмосферы на западной периферии антициклона при дневных температурах, достигающих 26—28 °С, обуславливается адвекцией сухого воздуха, имеющего массовую долю водяного пара у поверхности Земли ниже 7,0 ‰, т. е. $T_d < 10$ °С. Роль нисходящих движений в уменьшении неустойчивого состояния при этом относительно невелика (ливни возможны и при нисходящих движениях 60—70 гПа за 12 ч).

Распределение ливневых осадков в тыловой части антициклона неравномерно. Наряду с небольшими дождями с количеством осадков меньше 1 мм в ряде пунктов отмечаются и сильные ливни с количеством осадков более 20 мм. Однако число метеостанций, на которых выпадают осадки более 10 мм, как правило, не превышают 4 % общего числа станций. В 50—70 % случаев ливни сопровождаются грозами.

Ослабевающие антициклоны. Специфической особенностью разрушающихся антициклонов является возникновение отдельных очагов конвективных осадков, в большинстве случаев занимающих крайне ограниченные районы. Лишь иногда создаются условия, благоприятные для массового развития конвективных осадков и для грозовых явлений. Главным фактором, приводящим к развитию конвективных явлений в центральной части ослабевающих антициклонов, является значительное увеличение влажности у поверхности Земли за счет испарения с подстилающей поверхности (чаще всего с болот, озер, лесных массивов). Для формирования неустойчивой стратификации T и T_d в пограничном слое, развития S_b и связанных с ним явлений, при очень высокой температуре воздуха, достигающей нередко в дневные часы 30 °С, необходимо наличие высоких значений точки росы у поверхности Земли, не ниже 14—16 °С. Стратификация T и T_d на высотах в ослабевающих антициклонах характеризуется большими дефицитами точки росы на высотах, а упорядоченные вертикальные движения, как нисходящие, так и восходящие, малы по величине (от +50 до —30 гПа/12 ч) и не оказывают существенного влияния на их изменения. Однако при восходящих вертикальных движениях более вероятны ливни с грозами (около 30 % случаев), а при нисходящих — сухие грозы. Количество осадков в разрушающихся антициклонах в 50 % случаев не превышает 1 мм и очень редко достигает 10 мм.

Во всех рассмотренных выше синоптических ситуациях, характерных для возникновения внутримассовых ливней, наблюдается развитие конвекции, как правило, лишь с нижних уровней атмосферы, т. е. конвекция сухонеустойчивых ($\gamma > \gamma_c$) и сухобезразличных ($\gamma = \gamma_c$) слоев.

Для количественной оценки вероятности выпадения ливневых осадков необходимо рассчитывать стратификации температуры и точки росы над пунктом (районом), для которого составляется прогноз, в соответствии с рекомендациями, изложенными

в п. 14.3.2. Прогноз вертикального распределения температуры и точки росы над пунктом может быть дан на различные сроки (12, 24 и 36 ч). Но наилучшая оправдываемость прогноза ливневых осадков в настоящее время получается по этим данным на 12 ч вперед, что связано с тем, что при прогнозе вертикального распределения T и T_d с малой заблаговременностью практически исключается влияние ошибок прогноза барического поля и, как следствие, траекторий воздушных частиц и скорости упорядоченных вертикальных движений.

Пример развития внутримассовой конвекции и ливней, а также определения основных параметров конвекции по рассчитанным кривым стратификации T и T_d с целью выявления возможности выпадения ливневых осадков с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч приведен в следующих разделах данного параграфа.

Фронтальные ливни. Фронтальные Сб обычно представляют собой не изолированные облака, а гряды, сосредоточенные вдоль линии фронта и, как правило, являются более мощными, чем внутримассовые. Следовательно, они могут давать более значительные осадки. Существенную роль при этом играет скорость перемещения фронта, так как фронтальные Сб обычно перемещаются вместе с фронтом и значительно быстрее внутримассовых. В связи с этим при прохождении фронта количество ливневых осадков нередко оказывается меньше, чем внутримассовых, хотя их максимальная интенсивность в течение 1—3 мин может достигать 3—10 мм/мин. Средняя интенсивность ливневых осадков в зависимости от типа фронта изменяется в весьма широких пределах: от $\bar{I}_л \approx 0,05$ мм/мин на теплом фронте до $\bar{I}_л \approx 0,30$ мм/мин на холодном фронте.

Ливневые осадки в зоне фронта чаще всего выпадают вместе с обложными и в этих случаях облака Сб скрыты от наземного наблюдателя облачностью Ns—As. По плювиографическим же данным установлено, что все осадки продолжительностью более 3 ч являются смешанными (обложные и ливневые выпадают одновременно). Некоторые данные о средней продолжительности ливневых осадков при прохождении фронтов различного типа приведены в табл. 14.3.1.

Таблица 14.3.1

Средняя продолжительность ливневых осадков при прохождении фронтов различного типа

Район	Тип фронта			
	холодный	теплый	окклюзия	вторичный
Европейская территория СССР	1,5	2,6	2,0	0,8
Москва	1,6	2,1	2,2/0,9	0,7
Западная Сибирь	1,4	1,8	1,6	0,7
Красноярск	0,6	0,8	0,6	0,5
Иркутск	1,6	1,5	1,6	0,7

В этой таблице для Москвы указаны продолжительность ливневых осадков на фронте окклюзии по типу теплого (над чертой) и на фронте окклюзии по типу холодного (под чертой).

Продолжительность любых осадков и ливневых осадков зависит от целого ряда факторов, которые будут рассмотрены ниже. Отметим, что максимальная продолжительность ливневых осадков в пунктах ЕТС на теплом фронте может достигать 6 ч, а на холодном — 3 ч. Средняя продолжительность ливневых осадков на вторичных фронтах в различных физико-географических районах близка к продолжительности внутримассовых осадков. Средняя продолжительность ливневых осадков на фронтах различного типа существенно различается в зависимости от типа фронта и физико-географических особенностей района.

Фронтальные ливни и грозы в большинстве случаев связаны с холодными фронтами и фронтами окклюзии по типу холодного. Значительно реже ливневые осадки наблюдаются в зоне теплых фронтов и фронтов окклюзии по типу теплого. Условия развития конвекции в зонах теплых и холодных фронтов различны. В связи с этим ниже излагаются некоторые особенности формирования неустойчивой стратификации T и T_d в зонах фронтов.

Теплые фронты и фронты окклюзии по типу теплого фронта. На теплых фронтах ливневые осадки могут выпадать на фоне обложных и часто маскируются последними так же, как и конвективная облачность S_b маскируется облаками A_s — N_s и F_n . Однако характер интенсивности осадков и сопутствующих им грозовых явлений указывает в таких случаях на их конвективное происхождение. В зонах теплых фронтов, когда в нижней тропосфере осуществляется адвекция более теплого и влажного воздуха, чем в верхней тропосфере, и имеют место упорядоченные вертикальные движения воздуха, увеличивающиеся с высотой, формируются влажнонеустойчивые слои с $\gamma > \gamma_{ва}$.

Благоприятными условиями для формирования неустойчивой стратификации T и T_d в зоне теплого фронта или фронта окклюзии по типу теплого являются: а) адвективный дефицит точки росы на поверхности 850 гПа, вдвое (и более) меньший, чем на поверхностях 700 и 500 гПа; б) упорядоченные вертикальные движения $\tau \leq -100$ гПа/12 ч. Такие оптимальные условия могут создаваться в теплом воздухе вблизи линии верхнего теплого фронта, обычно проектируемой синоптиком на приземную карту погоды как положение теплого фронта на поверхности 850 гПа. В случаях противоположного распределения адвекции с высотой (адвекции в нижней тропосфере теплого, но сухого воздуха, а в верхней тропосфере менее теплого, но более влажного воздуха) даже при наличии упорядоченных восходящих вертикальных движений воздуха, увеличивающихся с высотой, не происходит формирования влажнонеустойчивых слоев. Стратификация T и T_d в нижней и средней тропосфере в таких случаях устойчива, S_b и ливневые осадки не возникают.

По указанным причинам чаще всего формирование Сб и ливней в зоне теплого фронта возможно вблизи центра циклона. Однако в ночные часы, когда происходит некомпенсируемое радиационное охлаждение верхней границы облачного покрова Cs—As—Ns, вызывающее понижение температуры воздуха в верхней и средней тропосфере, может создаваться неустойчивая стратификация T и T_d и на участках фронта, удаленных от центра циклона. Здесь ночью обострение теплых фронтов может привести не только к усилению обложных осадков, но и к возникновению ливневых осадков.

Стратификация T и T_d , характерная для развития Сб и ливней в зоне теплого фронта, приведена ниже, на рис. 14.3.2.

Ливневые осадки так же, как и обложные, прекращаются или резко ослабевают, как правило, после прохождения линии теплого фронта у поверхности Земли — в связи с малой относительной влажностью теплого воздуха и недостаточной для насыщения величиной τ . Однако в случаях старых теплых фронтов при их длительном существовании (40—70 ч), когда появляются разрывы в облачности или в дневное время характерная для них облачность размывается, днем происходит быстрое повышение температуры, приводящее к развитию конвекции у поверхности Земли, могут возникать ливни и грозы вблизи линии фронта. При этом по характеру образования Сб близки к внутримассовым (в случаях заполняющихся депрессий).

Холодные фронты и фронты окклюзии по типу холодного фронта. Структура холодных фронтов отличается большим разнообразием, чем теплых, и в связи с этим формирование неустойчивой стратификации T и T_d , Сб и ливней тоже существенно различается. Поскольку днем в связи с прогревом подстилающей поверхности и развитием турбулентного обмена, приводящего к образованию в пограничном слое атмосферы сухонеустойчивых (реже сухобезразличных) слоев, усиливаются конвективные движения воздуха, то наибольшего развития облачность и осадки холодного фронта достигают в послеполуденные часы, что характерно и для внутримассовых Сб.

Однако, в зависимости от сочетания ряда других факторов, осадки в зоне холодного фронта могут быть как только ливневыми со всеми сопутствующими им явлениями (грозы, шквалы), так и смешанными, т. е. вместе с обложными, либо же сменяться ими. В первом случае формирование Сб бывает связано с холодными фронтами II рода, холодными фронтами окклюзии или вторичными фронтами, а во втором случае с холодными фронтами I рода.

В случае холодного фронта I рода вблизи центра циклона (или вершины волны), когда восходящие движения воздуха охватывают всю его центральную часть, может формироваться влажнеустойчивая стратификация T и T_d как в пограничном слое атмосферы, так и в нижней тропосфере. На участках медленно смещающихся холодных фронтов I рода, удаленных от центра циклона, где роль упорядоченных вертикальных движений в форми-

ровании влажнонеустойчивых слоев ослабевает, а в пограничном слое днем устанавливается вертикальный градиент температуры γ больший, чем сухоадиабатический, массив фронтальных облаков может быть несплошным. Здесь ночью облака S_b могут вообще отсутствовать, если упорядоченные вертикальные движения близки к нулю, и сохраняться при наличии восходящих вертикальных движений и формировании на высоте в насыщенном воздухе слоев с вертикальным градиентом температуры больше влажноадиабатического градиента.

В случае холодного фронта II рода так же, как и в случае вторичных фронтов, когда нормальная к линии фронта составляющая ветра велика и с высотой возрастает, основную роль в формировании неустойчивой стратификации T и T_d играет увеличивающаяся с высотой адвекция холода. Нисходящие движения в холодном воздухе препятствуют распространению облачной системы за линию фронта, и в основном выпадают осадки ливневого характера.

Холодные фронты, смещающиеся на Европейскую территорию СССР с различных направлений, характеризуются различной степенью развития на них конвективных явлений. Так, например, на холодных фронтах, перемещающихся с запада на центральные районы ЕТС, в большинстве (около 60 %) случаев ливневые осадки отсутствуют, что объясняется притоком к фронту теплого воздуха из южных и юго-восточных районов. Однако в случаях притока к фронту воздуха, хотя и с юга, но из располагающейся над этими районами заполняющейся депрессии, перед холодным фронтом могут формироваться отдельные мощные S_b и выпадать сильные ливневые дожди. Пример такой синоптической ситуации 7 июля 1981 г. и стратификации T и T_d приведен на рис. 14.3.5 (см. п. 14.3.3).

Следовательно, при решении вопроса об эволюции фронтальных ливневых осадков необходимо учитывать и степень увлажнения воздуха, притекающего к фронту. Те фронты, которые перемещаются в районы с более влажной подстилающей поверхностью, имеют тенденцию проявляться в более активном образовании облачности и осадков. Если же фронт перемещается в районы, где подстилающая поверхность не увлажнена, наблюдается тенденция к ослаблению осадков.

14.3.2. Расчет стратификации температуры и влажности в атмосфере и параметров конвекции с использованием аэрологической диаграммы

Расчет стратификации температуры и влажности. Для решения вопроса о возможности формирования облачности, выпадения осадков, а также возникновения других явлений погоды, связанных с конвекцией, необходимо рассчитать вертикальное распределение (стратификацию) температуры (T) и точки росы (T_d) над пунктом, по которому составляется прогноз.

Расчеты T и T_d могут производиться графически путем построения кривых вертикального распределения T и T_d на бланке аэрологической диаграммы (приложение 1).

В настоящее время прогноз вертикального распределения T и T_d выполняется, как правило, по исходным данным за 3 и 15 ч с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч. Прогнозируемое распределение T и T_d на 15 ч текущих суток, на 3 и 15 ч следующих суток соответствует середине интервала времени от 9 до 21 ч текущих суток, от 21 ч текущих суток до 9 ч следующих суток и от 9 до 21 ч следующих суток. Указанные интервалы относятся ко времени действия прогнозов погоды на текущий день, ночь и день следующих суток.

При прогнозе вертикального распределения температуры и влажности в атмосфере основные факторы рассчитываются в следующей последовательности:

- 1) адвективные изменения T и T_d ;
- 2) трансформационные изменения T и T_d у поверхности Земли (в холодную половину года дополнительно и изменения T на поверхностях 850, 700 и 500 гПа);
- 3) изменения T и T_d вследствие упорядоченных вертикальных движений;
- 4) изменения T и T_d в пограничном слое атмосферы вследствие прогрева или охлаждения воздуха от поверхности Земли;
- 5) адиабатическое изменение температуры и влажности поднимающегося объема воздуха, учитывающее выделение скрытой теплоты конденсации при конвекции;
- 6) неадиабатическое изменение температуры в кучево-дождевом облаке вследствие эффекта вовлечения.

Указанная последовательность учета основных факторов выработана практикой. Эта последовательность соответствует гипотезе, согласно которой процесс изменения температуры и влажности воздуха протекает в двух стадиях. Кривые стратификации T и T_d , полученные с учетом первых четырех факторов, соответствуют первой стадии и отражают распределение T и T_d , которое получится без влияния конвекции. Существенно, что появляющиеся в первой стадии слои с градиентами температуры, превышающими адиабатические, могут быть выявлены только при анализе кривых вертикального распределения T и T_d , построенных с учетом вклада этих четырех факторов. Фактические же кривые вертикального распределения T и T_d в дневные часы к моменту максимального прогрева, как правило, указывают на устойчивое распределение T с высотой, так как они отражают распределение, получающееся в результате происходящего во второй стадии разрешения неустойчивости в сухо- и влажнонеустойчивых слоях.

Расчеты первых четырех факторов следует проводить в соответствии с прогностическими полями давления, геопотенциала и упорядоченных вертикальных движений. В тех случаях, когда адвективные изменения T и T_d пренебрежимо малы, а упорядочен-

ные вертикальные движения близки к нулю, примерно с той же успешностью можно использовать для этой цели данные утреннего зондирования атмосферы в пункте, по которому составляется прогноз.

Укажем подробнее порядок построений прогностических кривых вертикального распределения T и T_d на бланке аэрологической диаграммы.

Для учета влияния первого фактора на основных изобарических поверхностях (850, 700, 500, 300 гПа) и у поверхности Земли точками на бланке отмечаются адвективные значения T и T_d (об адвективных значениях см. главу 11). Соединяя на бланке точки, соответствующие значениям T (отдельно T_d), прямолинейными отрезками, получаем кривые распределения T (и T_d), обусловленного адвекцией (условное их обозначение — РСА).

Влияние трансформации воздуха (второй фактор) учитывается путем смещения точек, соответствующих адвективным значениям T и T_d , вправо или влево на величину (δT) трансформационного повышения или понижения T и T_d . Трансформационные изменения температуры находятся по формулам или графикам, приведенным в гл. 11, для поверхности Земли во все сезоны года, а для поверхностей 850, 700 и 500 гПа — лишь в зимний период. Трансформационные изменения точки росы определяются только в теплый период года у поверхности Земли (см. гл. 12). В воздухе, насыщенном водяным паром, трансформационное понижение точки росы принимается равным трансформационному понижению температуры воздуха.

Учет третьего фактора — упорядоченных вертикальных движений τ (см. гл. 4), выраженных в гПа/12 ч, с основных изобарических поверхностей 850, 700, 500 и 300 гПа — производится следующим образом. При восходящем движении ($\tau < 0$) с данной поверхности p от двух точек, соответствующих адвективным значениям T и T_d на этой поверхности с учетом трансформации, проводятся кверху отрезки вдоль сухой адиабаты (и изограммы) до изобарической поверхности $(p - |\tau|)$ гПа. Если отрезки пересекутся, то от точки пересечения, соответствующей уровню конденсации с данной изобарической поверхности p , проводится кверху единый для T и T_d отрезок вдоль влажной адиабаты. При нисходящем движении ($\tau > 0$) отрезки от точек на бланке, соответствующих адвективным значениям T и (T_d) с учетом трансформации, проводятся книзу вдоль сухой адиабаты (и изограммы) до изобарической поверхности $(p + |\tau|)$ гПа. Концы отрезков соответствуют значениям T и T_d , которые примет частица, поднявшись или опустившись соответственно τ с данной изобарической поверхности p . Подобные построения выполняются и от других основных изобарических поверхностей. Соединяя прямыми линиями концы отрезков, начинающихся от точек, соответствующих значениям T (отдельно, значениям T_d) на поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа, и с точкой, соответствующей значению T (T_d) у поверхности Земли, найденному с учетом адвекции и трансформации, получим

две кривые, представляющие распределение с высотой T и T_d с учетом первых трех факторов (обычно кривую стратификации T_d изображают пунктиром).

При использовании дополнительно данных поверхности 925 гПа берутся адвективные значения T и T_d на этой поверхности, а величина τ_{925} принимается равной $\tau_{925} = 1/2 \tau_{850}$. При необходимости использования данных какого-нибудь другого промежуточного уровня (особой точки) при построении кривых стратификации T и T_d величина τ для этого уровня определяется по значениям τ на ниже и вышележащих уровнях путем интерполяции с учетом расстояния до них.

Далее уточняется распределение T и T_d в пограничном слое, где происходит прогрев или охлаждение воздуха от поверхности Земли (четвертый фактор).

Согласно правилам гл. 11, вычисляется T_{\max} у поверхности Земли при прогнозе температуры на день или T_{\min} — при прогнозе температуры на ночь.

Распределение T в пограничном слое атмосферы при прогнозе на день на бланке изображается прямым отрезком, соединяющим точку T_{\max} у поверхности Земли с точкой, соответствующей высоте прогрева воздуха от поверхности Земли и лежащей на кривой распределения T , полученной без учета суточного хода. Высота прогрева воздуха от поверхности Земли к 12—15 ч при малооблачной погоде соответствует поверхности 850 гПа, а при облачной погоде — поверхности 925 гПа. Эти данные о высоте прогрева получены для Европейской территории СССР. При прогнозе на ночь точка на бланке, соответствующая T_{\min} у поверхности Земли, соединяется прямым отрезком с точкой пересечения поверхности 850 гПа (при малооблачной погоде) или поверхности 925 гПа (при облачной погоде) с кривой стратификации T , полученной без учета суточного хода.

Уточненное распределение T_d в пограничном слое атмосферы к моменту максимального прогрева (охлаждения) воздуха изображается прямым отрезком, соединяющим точку ожидаемого максимального (минимального) значения T_d у поверхности Земли с точкой на кривой стратификации T_d (полученной без учета суточного хода), соответствующей давлению 850 гПа (при малооблачной погоде) или 925 гПа (при облачной погоде).

Кривые вертикального распределения T и T_d , построенные с учетом адвекции, трансформации, упорядоченных вертикальных движений и прогрева или охлаждения воздуха от поверхности Земли (суточного хода), принято называть кривыми распределения (стратификации) T и T_d без влияния конвекции и обозначать РСНК. Эти кривые позволяют наглядно выявить слои атмосферы, в которых $\gamma \geq \gamma_c$ в ненасыщенном водяным паром воздухе и $\gamma \geq \gamma_v$ в насыщенном воздухе, о чем будет подробнее сказано в следующем разделе настоящей главы. При неустойчивой стратификации атмосферы и развитии конвекции происходят изменения T и T_d вследствие влияния пятого и шестого факторов; учет этих

факторов производится только при наличии слоев с $\gamma \geq \gamma_c$ и $\gamma \geq \gamma_b$ по РСНК.

Изменение T (и T_d) в поднимающемся объеме воздуха при конвекции (пятый фактор) изображается кривой состояния (PCO). Ее обычно строят для частицы (или элементарного объема воздуха), находящейся на нижней границе сухонеустойчивого ($\gamma \geq \gamma_c$) слоя, но в некоторых способах прогноза и для частиц, расположенных, например, в середине конвективно-неустойчивого слоя КНС (об определении КНС будет сказано в настоящем разделе ниже). Если в начальном состоянии рассматриваемый объем воздуха ненасыщен, то нижний участок кривой состояния проводится вдоль сухой адиабаты до точки ее пересечения с изограммой, соответствующей начальному значению T_d в этом же объеме; выше верхний участок кривой состояния проводится вдоль влажной адиабаты до точки пересечения с кривой стратификации T . Если же в начальном состоянии данный объем воздуха уже насыщен, то кривая состояния проводится сразу же вдоль влажной адиабаты.

Если по кривым PCO видно, что на каждой из двух или трех поверхностей 850, 700 и 500 гПа дефицит точки росы превышает 2°C , то PCO необходимо уточнить, учитывая вовлечение окружающего воздуха в конвективно поднимающийся объем, т. е. в кучево-дождевое облако (шестой фактор). Это вовлечение приводит к понижению температуры и влагосодержания в кучево-дождевом облаке. Поправки на вовлечение для поверхностей 500 и 700 гПа определяются по формулам:

$$\delta T_{500} = -M_{500} (T' - T)_{500} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700}, \quad (14.3.1)$$

$$M_{500} = 0,6 - 0,02 (T' - T)_{500}, \quad (14.3.2)$$

$$\delta T_{700} = -2,5 M_{700} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right) \Delta P, \quad (14.3.3)$$

$$M_{700} = 0,003 + 0,001 (T' - T)_{700}, \quad (14.3.4)$$

где M — коэффициент вовлечения; q' — массовая доля водяного пара в поднимающемся объеме воздуха S_b , определяется по кривой состояния PCO; q — массовая доля водяного пара окружающего воздуха, определяется по кривой стратификации T_d (РСНК); $(T' - T)_{700}$ и $(T' - T)_{500}$ — разности между температурой по кривым PCO и РСНК на поверхностях 700 и 500 гПа. В формуле (14.3.3) разность $(q' - q)$ относится к середине слоя 850—700 гПа. Величина $\Delta P = 150$ гПа, если уровень конденсации лежит ниже поверхности 850 гПа; в других случаях $\Delta p = p_k - 700$ (p_k — давление на уровне конденсации).

На бланке аэрологической диаграммы две точки на кривой PCO (полученной без учета вовлечения) на поверхностях 500 и 700 гПа следует сместить влево соответственно значениям δT_{500} и δT_{700} . Тогда получим уточненное положение данного участка

Поправки δT_{500} для учета эффекта вовлечения окружающего воздуха в Сб на поверхности 500 гПа

q'_{700} °/°	q_{700} °/°	$(T' - T)_{500} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
		1	2	3	4	5	6	7	8
10	9	—0,2	—0,4	—0,5	—0,7	—0,8	—1,0	—1,1	—1,2
10	8	—0,4	—0,7	—1,1	—1,4	—1,7	—1,9	—2,1	—2,3
10	7	—0,6	—1,1	—1,6	—2,1	—2,5	—2,9	—3,2	—3,5
10	6	—0,8	—1,5	—2,2	—2,8	—3,3	—3,9	—4,3	—4,7
10	5	—1,0	—1,9	—2,7	—3,5	—4,2	—4,8	—5,3	—5,8
10	4	—1,2	—2,2	—3,2	—4,2	—5,0	—5,8	—6,4	—7,0
9	8	—0,2	—0,4	—0,6	—0,7	—0,9	—1,0	—1,1	—1,2
9	7	—0,4	—0,8	—1,2	—1,5	—1,8	—2,1	—2,3	—2,5
9	6	—0,6	—1,2	—1,7	—2,2	—2,7	—3,1	—3,4	—3,8
9	5	—0,8	—1,6	—2,3	—3,0	—3,5	—4,1	—4,6	—5,0
9	4	—1,0	—2,0	—2,9	—3,7	—4,5	—5,2	—5,7	—6,2
8	7	—0,2	—0,4	—0,6	—0,8	—1,0	—1,1	—1,2	—1,4
8	6	—0,4	—0,9	—1,2	—1,6	—1,9	—2,2	—2,5	—2,7
8	5	—0,7	—1,3	—1,9	—2,4	—2,9	—3,4	—3,7	—4,0
8	4	—0,9	—1,7	—2,5	—3,2	—3,8	—4,5	—4,9	—5,0
8	3	—1,1	—2,2	—3,1	—4,0	—4,8	—5,6	—6,2	—6,7
7	6	—0,2	—0,5	—0,7	—0,9	—1,0	—1,2	—1,3	—1,4
7	5	—0,5	—0,9	—1,3	—1,7	—2,1	—2,4	—2,7	—2,9
7	4	—0,7	—1,4	—2,0	—2,6	—3,1	—3,6	—4,0	—4,4
7	3	—1,0	—1,9	—2,7	—3,5	—4,2	—4,8	—5,3	—5,8
6	5	—0,3	—0,5	—0,7	—0,9	—1,1	—1,3	—1,4	—1,6
6	4	—0,5	—1,0	—1,5	—1,9	—2,3	—2,6	—2,9	—3,2
6	3	—0,8	—1,5	—2,2	—2,8	—3,4	—4,0	—4,4	—4,8
6	2	—1,0	—2,0	—3,0	—3,8	—4,5	—5,3	—5,8	—6,4
5	4	—0,3	—0,6	—0,8	—1,0	—1,2	—1,4	—1,6	—1,8
5	3	—0,6	—1,1	—1,6	—2,1	—2,5	—2,9	—3,2	—3,5
5	2	—0,9	—1,7	—2,4	—3,0	—3,8	—4,4	—4,8	—5,2
5	1	—1,1	—2,3	—3,2	—3,9	—4,9	—5,8	—6,4	—7,0

РСО, учитывающее вовлечение. Третьей точкой уточненной кривой РСО является точка уровня конденсации рассматриваемого конвективно поднимающегося объема воздуха. Соединяя эти три точки прямыми отрезками, получим уточненный (с учетом вовлечения) участок РСО от уровня конденсации до поверхности 500 гПа. Выше этой поверхности уточненная кривая РСО продолжается вдоль влажной адиабаты.

Поправки на вовлечение δT_{500} и δT_{700} можно получить из данных табл. 14.3.2 и 14.3.3. По значениям $(T' - T)_{500}$, q'_{700} и q_{700} , снятым с РСНК и РСО, в табл. 14.3.2 находится поправка δT_{500} ,

Таблица 14.3.3

Поправка δT_{700} для учета эффекта вовлечения окружающего воздуха в Сб на поверхности 700 гПа

q'_{775} °/∞	q_{775} °/∞	$(T' - T)_{700}$ °C				
		1	2	3	4	5
8	7	—0,6	—0,7	—0,9	—1,1	—1,2
8	6	—1,2	—1,4	—1,8	—2,2	—2,4
8	5	—1,6	—2,0	—2,4	—3,0	—3,3
8	4	—2,2	—2,7	—3,3	—4,0	—4,5
8	3	—2,8	—3,4	—4,2	—5,1	—5,7
7	6	—0,6	—0,7	—0,9	—1,1	—1,2
7	5	—1,2	—1,4	—1,8	—2,2	—2,4
7	4	—1,8	—2,2	—2,6	—3,2	—3,6
7	3	—2,5	—3,1	—3,7	—4,6	—5,1
7	2	—3,1	—3,8	—4,6	—5,7	—6,3
6	5	—0,6	—0,7	—0,9	—1,1	—1,2
6	4	—1,4	—1,6	—2,0	—2,4	—2,7
6	3	—2,1	—2,5	—3,1	—3,8	—4,2
6	2	—2,7	—3,2	—4,0	—4,9	—5,4
5	4	—0,8	—0,9	—1,1	—1,4	—1,5
5	3	—1,5	—1,8	—2,2	—2,7	—3,0
5	2	—2,2	—2,7	—3,3	—4,0	—4,5
4	3	—0,9	—1,1	—1,3	—1,6	—1,8
4	2	—1,6	—2,0	—2,4	—3,0	—3,3
4	1	—2,6	—3,1	—3,7	—4,6	—5,1
3	2	—0,9	—1,1	—1,3	—1,6	—1,8
3	1	—1,8	—2,2	—2,6	—3,2	—3,6
3	0,5	—2,4	—2,9	—3,5	—4,3	—4,8

а по значениям $(T' - T)_{700}$, q'_{775} и q_{775} в табл. 14.3.3 — поправка δT_{700} . Знак минус у поправок δT_{500} и δT_{700} означает, что точки на бланке, соответствующие T'_{500} и T'_{700} , при уточнении смещаются всегда влево.

При уточнении кривой РСО, вызванном необходимостью учета вовлечения, в некоторых случаях можно ограничиться вычислением поправки δT_{500} (без δT_{700}). В этих случаях уточненный участок РСО книзу от поверхности 500 гПа на бланке проводится

в виде прямой отрезка от точки, смещенной влево на величину δT_{500} , до точки уровня конденсации рассматриваемого объема воздуха.

Материалы многочисленных испытаний показывают, что рассмотренный способ построения кривых распределения T и T_d дает вполне удовлетворительные результаты, если рассчитанные траектории воздушных частиц и вертикальные движения достаточно надежно отражают действительные условия циркуляции атмосферы, а начальные поля T и T_d не содержат грубых ошибок. Обычно кривые распределения T и T_d строятся для слоя атмосферы от поверхности Земли до 300 гПа.

При наличии данных о вертикальных скоростях на поверхности 100 гПа можно производить расчет кривых распределения T и T_d для более высоких уровней и в случае необходимости определять высоту тропопаузы.

Приведем два примера построения кривых вертикального распределения T и T_d в атмосфере.

Пример 1. Прогноз стратификации T и T_d для Москвы на 15 ч 19 июня 1980 г. по исходным данным за 3 ч 18 июня 1980 г. (заблаговременность 36 ч). Построенные траектории воздушных частиц на основных изобарических поверхностях показали, что в район Москвы у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа воздух будет поступать с севера, из района Вологды, где в 3 ч 18 июня было $T_3 = T_{d_3} = 13^\circ\text{C}$; $T_{850} = 11^\circ\text{C}$; $T_{d_{850}} = 6^\circ\text{C}$. На вышележащих

поверхностях воздух будет поступать с северо-востока, из районов Троицко-Печерска и Котласа. В начальных точках траекторий на поверхностях 700, 500 и 300 гПа температура и точка росы в 3 ч 18 июня были соответственно -3 и -8 , -16 и -22 , -40 и -43°C . Адвективные значения T на бланке аэрологической диаграммы (см. рис. 14.3.1) обозначены кружочками, а T_d — квадратиками (трансформационные изменения T и T_d у поверхности Земли равны нулю).

Упорядоченные вертикальные движения τ (в данном случае для третьих полусуток после исходного срока), предвычисленные по полю давления (п. 4.3) на поверхности 850 гПа, были равны нулю, а на поверхностях 700, 500 и 300 гПа составляли соответственно -20 , -50 и -25 гПа/12 ч. Адиабатические изменения T и T_d , вызванные этими движениями, на рис. 14.3.1 изображены соответствующими отрезками со стрелками. Линии, соединяющие концы стрелок и продолженные книзу до поверхности 850 гПа (где $\tau=0$), представляют собой кривые стратификации T и T_d (РСНК) вне пограничного слоя. Ожидаемая температура воздуха у поверхности Земли на день 19 июня, полученная соответственно рекомендациям, приведенным в гл. 11, составила $T_{\max} = 26^\circ\text{C}$. Соединяя на бланке точку, соответствующую температуре на поверхности 850 гПа (11°C) — высоте прогрева воздуха от поверхности Земли при малооблачной погоде, с точкой, соответствующей ожидаемой температуре у поверхности Земли (26°C), получаем распределение температуры с учетом прогрева в пограничном слое. Распределение влажности получим согласно рекомендациям, изложенным в гл. 12. Адвективная точка росы у поверхности Земли в данном случае, после выпадения слабых осадков накануне исходного срока, является и максимальной T_d .

Кривая состояния 3, проведенная соответственно ожидаемым значениям $T_{\max} = 26^\circ\text{C}$ и $T_d = 13^\circ\text{C}$ у поверхности Земли до уровня конденсации (830 гПа) вдоль сухой адиабаты, а выше вдоль влажной адиабаты до пересечения с РСНК, является (выше уровня конденсации) и адиабатической кривой распределения T и T_d в облаке. Так как, судя по РСНК, воздух не насыщен и дефициты точки росы составляют на поверхностях 850, 700 и 500 гПа соот-

ветственно 5; 3,2 и 1 °С, учитываем вовлечение воздуха в облако из окружающей среды. Для расчета δT_{500} по формулам (14.3.1) и (14.3.2) находим $(T' - T)_{500} = 6^\circ\text{C}$, $q' = 6,8\text{‰}$ (массовая доля водяного пара на адиабатической кривой распределения T в облаке) и $q_{700} = 3\text{‰}$ — массовая доля водяного пара по РСНК точки росы. Подставляя полученные значения по формуле (14.3.1)

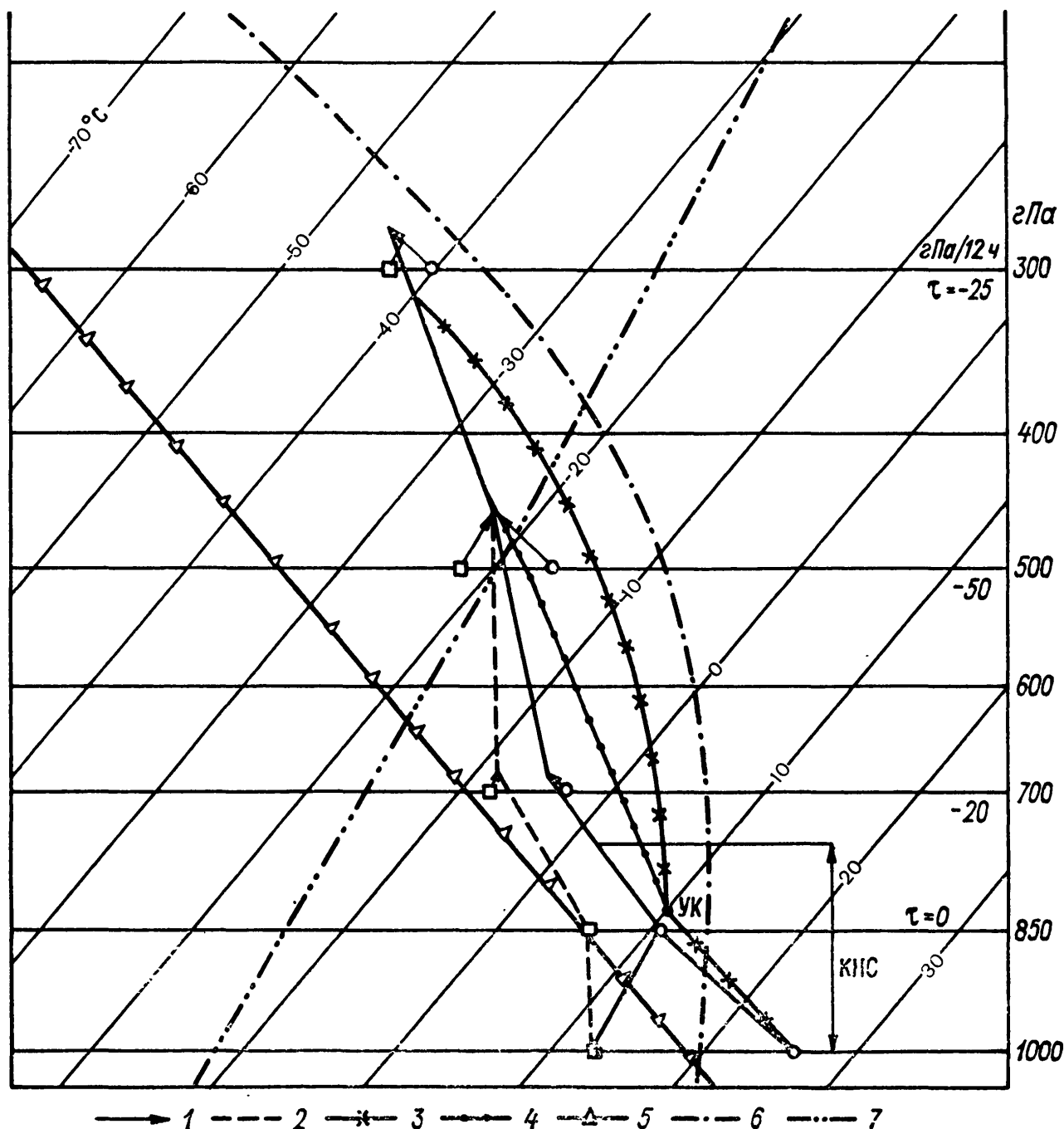


Рис. 14.3.1. Рассчитанные стратификации T и T_d для Москвы на 15 ч 19 июня 1980 г. с заблаговременностью 36 ч.

1 и 2 — распределение T и T_d с учетом адвекции, вертикальных движений и прогрева воздуха от поверхности Земли; 3 — кривая состояния или адиабатическая кривая распределения T и T_d в облаке; 4 — неадиабатическая кривая распределения T и T_d в облаке; 5 — сухая адиабата; 6 — влажная адиабата; 7 — изограмма.

и (14.3.2), получаем $M_{500} = 0,48$ и $\delta T_{500} = -0,48 \cdot 6 \frac{6,8 - 3}{1 + 0,2 \cdot 6,8} = -4,5$. Согласно

табл. 14.3.2 величина δT_{500} также равна $-4,5^\circ\text{C}$.

На поверхности 500 гПа точку РСА, полученную без учета вовлечения, смещаем влево на $4,5^\circ\text{C}$ и соединяем смещенную точку прямой линией с точкой уровня конденсации (УК), выше же поверхности 500 гПа от смещенной точки проводим линию вдоль влажной адиабаты до пересечения с РСНК. Таким

образом получаем кривую распределения T и T_d в облаке (РСО) уже с учетом эффекта вовлечения (на рис. 14.3.1 — кривая 4).

Пример 2. Прогноз стратификации T и T_d для Москвы на 3 ч 27 августа 1981 г. по исходным данным за 3 ч 26 августа 1981 г. (заблаговременность 24 ч). Построенные траектории воздушных частиц на основных изобарических поверхностях атмосферы показали, что в район Москвы воздух будет поступать с юго-востока: у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа из

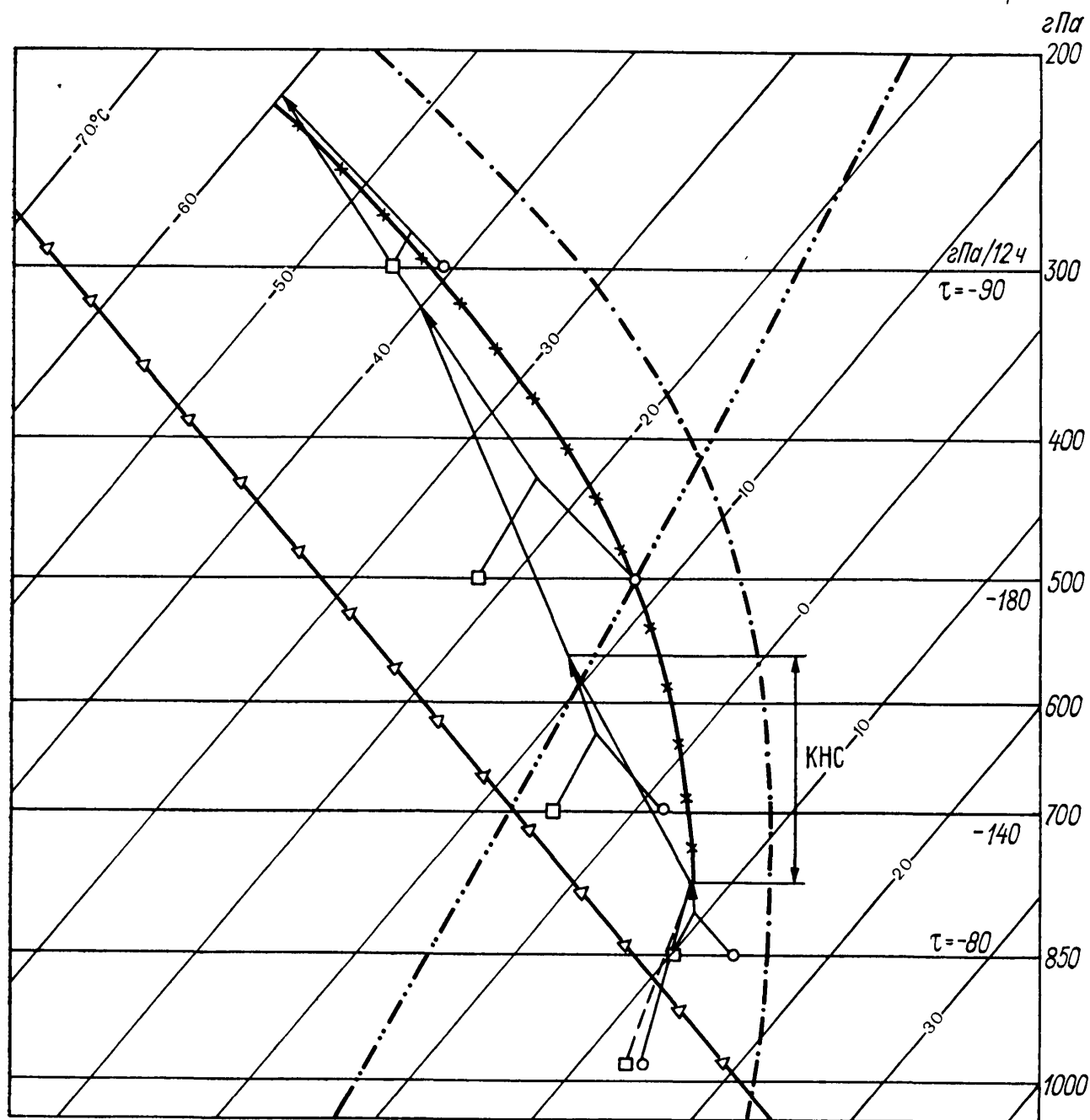


Рис. 14.3.2. Рассчитанные стратификации T и T_d для Москвы на 3 ч 27 августа 1981 г. с заблаговременностью 24 ч.

Усл. обозначения см. на рис. 14.3.1.

района Мичуринска, где в 3 ч 26 августа $T_3=14^\circ\text{C}$, $T_d=13^\circ\text{C}$, $T_{850}=14^\circ\text{C}$, $T_{d\ 850}=10^\circ\text{C}$, на поверхности 700 гПа из района Богучар ($T_{700}=2^\circ\text{C}$, $T_{d\ 700}=-5^\circ\text{C}$), на поверхностях 500 и 300 гПа из района Волгограда ($T_{500}=-12^\circ\text{C}$, $T_{d\ 500}=-22^\circ\text{C}$, $T_{300}=-41^\circ\text{C}$, $T_{d\ 300}=-44^\circ\text{C}$). Эти адвективные значения T на бланке аэрологической диаграммы (рис. 14.3.2) изображены кружочками, а значения T_d — квадратиками. Трансформационные изменения T и T_d у Земли пренебрежимо малы.

Предвычисленные упорядоченные вертикальные движения τ для вторых полусуток после исходного срока по барическим полям на поверхностях 850,

700, 500 и 300 гПа составили соответственно -80 , -140 , -180 и -90 гПа за 12 ч. Как и на рис. 14.3.1, адиабатические изменения T и T_d , вызванные упорядоченными вертикальными движениями, на рис. 14.3.2 изображены отрезками со стрелками. Соединяя концы стрелок между собой и с точками, соответствующими значениям T и T_d у поверхности Земли, получаем кривые стратификации (1 и 2) температуры и влажности в атмосфере с учетом адвекции и вертикальных движений (трансформационные изменения T и T_d , как и в предыдущем примере, равны нулю). Эти кривые являются и кривыми РСНК; адвективные значения T и T_d у поверхности Земли, снятые по исходным значениям за 3 ч, в данное время года близки к минимальным значениям T и T_d .

В данном примере под действием упорядоченных вертикальных движений воздух почти по всей толще атмосферы становится насыщенным, а в слое атмосферы от 770 до 560 гПа и влажнонеустойчивым ($\gamma > \gamma_v$), что благоприятствует развитию конвекции с этих верхних уровней.

Кривая состояния (PCO, на рис. 14.3.2 кривая 3) строится для частицы, находящейся на нижней границе (770 гПа) этого слоя. Поскольку воздух по РСНК здесь насыщен, кривая PCO проводится (кверху) сразу же вдоль влажной адиабаты. Так как по РСНК на поверхностях 700 и 500 гПа дефициты точки росы равны нулю, PCO не уточняется, т. е. вовлечение воздуха в Cb из окружающей среды в данном случае не учитывается.

Определение параметров конвекции. Кривые распределения T и T_d по высоте (РСНК), построенные с учетом основных факторов, действующих в атмосфере, служат для установления возможности развития конвекции и определения величин параметров конвекции, используемых при диагнозе и прогнозе различных конвективных явлений.

Возможность развития конвекции, как отмечалось выше, определяется наличием на РСНК слоев с $\gamma \geq \gamma_c$ в ненасыщенном водяным паром воздухе и с $\gamma \geq \gamma_v$ в насыщенном воздухе. Эти слои на бланке аэрологической диаграммы определяются по наклону кривой распределения температуры относительно сухих адиабат при $T \neq T_d$ и влажных адиабат при $T = T_d$. В случаях, когда отрезки кривой распределения T отклоняются вправо от сухих адиабат при $T \neq T_d$ и $\gamma < \gamma_c$ или вправо от влажных адиабат при $T = T_d$ и $\gamma < \gamma_v$, стратификация T и T_d в соответствующих слоях атмосферы устойчивая и условия для развития конвекции с этих слоев отсутствуют.

В случаях же, когда отрезок кривой распределения T в каком-либо слое отклоняется влево от сухой адиабаты при $T \neq T_d$ или влево от влажной адиабаты при $T = T_d$, то воздух в этом слое соответственно сухо- или влажнонеустойчив, и, следовательно, имеются условия, благоприятные для развития конвекции с этого слоя. В таких случаях для решения вопроса о возможности конвективных осадков отыскиваются так называемые конвективно-неустойчивые слои (КНС). Конвективно-неустойчивым называется такой слой атмосферы, каждая частица которого, достигнув своего уровня конденсации, обладает положительной энергией неустойчивости относительно окружающего воздуха. Если в атмосфере имеются один или несколько КНС, то это означает, что имеются условия, благоприятные для формирования конвективных осадков.

В ненасыщенном воздухе КНС формируется чаще всего в результате дневного прогрева в пограничном слое с нижней границей КНС у поверхности Земли. Реже, но в любое время суток, КНС может образоваться выше пограничного слоя, например, в результате неодинакового на разных высотах адвективного изменения температуры. В насыщенном воздухе КНС чаще всего формируется также в свободной атмосфере и в любое время суток.

Практически определяя КНС на бланке аэрологической диаграммы, нужно руководствоваться следующими соображениями. Насыщенный слой воздуха, если в нем также выполняется условие $\gamma > \gamma_v$, является целиком и КНС. Насыщенный слой воздуха, в котором $\gamma \leq \gamma_v$, а также ненасыщенный слой воздуха, в котором $\gamma < \gamma_c$, не являются КНС. В ненасыщенном слое воздуха, в котором $\gamma \geq \gamma_c$, КНС и его границы отыскиваются путем подбора. При этом подборе отдельно выясняется принадлежность к КНС частиц, находящихся в данном ненасыщенном слое на расстоянии 20—30 гПа друг от друга. Воздушная частица принадлежит КНС, если она имеет положительную энергию неустойчивости по отношению к окружающему воздуху, т. е. кривая РСО этой же частицы располагается правее кривой РСНК.

Для простейших, но часто встречающихся случаев, когда в рассматриваемом ненасыщенном слое с $\gamma > \gamma_c$ температура воздуха T и точка росы T_d изменяются с высотой линейно, можно рекомендовать такую последовательность подбора с целью его ускорения. Сначала определяется принадлежность к КНС только двух частиц, находящихся соответственно на нижней и на верхней границах слоя. Если окажется, что обе частицы принадлежат к КНС, то и весь рассматриваемый слой принадлежит к КНС и подбор прекращается. Если к КНС принадлежит только нижняя частица слоя, то подбор ведется по направлению с верхней к нижней границе слоя.

Встречаются случаи, когда при подъеме частицы до ее уровня конденсации для этой частицы имеет место небольшая по величине отрицательная энергия неустойчивости (участок РСО этой частицы расположен левее РСНК), а выше уровня конденсации — положительная энергия неустойчивости, значительно превышающая отрицательную по модулю. В таких случаях принимается, что частица принадлежит КНС при дополнительном условии: на ее уровне конденсации температура не более чем на 1°C ниже температуры окружающего воздуха.

Для расчета и прогноза интенсивности, количества ливневых осадков, гроз и других конвективных явлений обычно определяются следующие параметры конвекции:

- а) высота уровня конденсации h_k (гПа или км);
- б) высота уровня конвекции $H_{\text{конв}}$ (гПа или км), являющегося на бланке аэрологической диаграммы точкой пересечения РСО и РСНК;
- в) толщина конвективно-неустойчивого слоя m (гПа), равная разности давления на нижней (P_1) и верхней (P_2) границах этого

слоя. Она соответствует также массе единичного столба воздуха в КНС и используется для расчета средней конвективной скорости по формуле 14.3.7;

г) мощность конвекции $h = h_1 - H_{\text{конв}}$ — толщина слоя атмосферы от нижней границы КНС (h_1) до уровня конвекции;

д) средняя разность $\overline{T' - T} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (T' - T)_i$, где T' — температура по РСО, а T — температура по РСНК, n — число уровней. Суммирование величины $T' - T$ производится с шагом по вертикали 50 гПа. При этом первым и последним уровнями являются нижняя граница КНС и уровень конвекции, на которых $T' - T = 0$;

е) вертикальная протяженность кучево-дождевого облака $h_{\text{Сб}} = h_{\text{к}} - H_{\text{конв}}$, обычно $h_{\text{к}}$ соответствует нижней границе Сб, а $H_{\text{конв}}$ — верхней границе Сб;

ж) $T_{\text{конв}}$ — температура на уровне $H_{\text{конв}}$;

з) $\sum_{850}^{500} (T - T_d)$ — суммарный дефицит точки росы на стандартных изобарических поверхностях атмосферы 850, 700 и 500 гПа по кривым РСНК.

Перечисленные параметры конвекции используются в различных способах прогноза конвективных явлений. Так, с помощью

параметров $\overline{T' - T}$, m и h рассчитываются средняя для частиц КНС вертикальная скорость конвективных движений ($\bar{w}_{\text{к}}$ м/с), средняя вертикальная скорость в кучево-дождевых облаках (\bar{w} см/с) и интенсивность ливневых осадков ($I_{\text{л}}$ мм/ч). Значения

$\sum_{850}^{500} (T - T_d)$, m , $h_{\text{к}}$, $H_{\text{конв}}$, $T_{\text{конв}}$, $\overline{T' - T}$ и $h_{\text{Сб}}$ служат основой для прогнозирования гроз. В методе прогноза количества и продолжительности ливневых осадков, ориентирующем на максимальные их значения, берутся и максимальные значения параметров, получающиеся при построении РСО от нижней границы КНС. При прогнозе гроз используются средние значения параметров $h_{\text{к}}$, $H_{\text{конв}}$, а также $H_{\text{Сб}}$, получающиеся при построении РСО от середины КНС.

Рассчитаем параметры конвекции для тех же двух примеров, которые иллюстрировали построение стратификаций T и T_d . Для первого примера (см. рис. 14.3.1) получим следующие значения:

1) высота уровня конденсации $h_{\text{к}} = 830$ гПа (1,6 км);

2) высота уровня конвекции без учета вовлечения $H_{\text{конв},1} = 325$ гПа (8,8 км), высота уровня конвекции с учетом вовлечения $H_{\text{конв},2} = 450$ гПа (6,4 км);

3) толщина конвективно-неустойчивого слоя $m = p_1 - p_2 = 1000 - 750 = 250$ гПа. В ненасыщенном воздухе слой, в котором $\gamma \geq \gamma_{\text{с}}$, располагается между поверхностями 1000 и 850 гПа. Однако за верхнюю границу КНС может быть принята поверхность 750 гПа, поскольку частица воздуха при подъеме с этой поверхности, достигая насыщения на поверхности 710 гПа, имеет небольшую положительную энергию неустойчивости. Следовательно, в данном

случае конвективно-неустойчивым является весь слой атмосферы между поверхностями 1000 и 750 гПа;

4) мощность конвекции $h = h_1 - H_{\text{конв}} = 1000 - 450 = 550$ гПа;

5) величина $\overline{T' - T} = \frac{1}{12}(0 + 0,6 + 1,0 + 1,4 + 1,7 + 2,5 + 4,0 + 3,7 + 3,0 + 2,2 + 1,5 + 0) = 1,8^\circ\text{C}$;

6) средняя для частиц КНС вертикальная скорость конвекции $\overline{w}_k = 10,5$ м/с, вычислена с помощью графика на рис. 4.8.1 по значениям $T' - T = 1,8^\circ\text{C}$ и $h = 550$ гПа;

7) средняя вертикальная скорость в кучево-дождевом облаке $\overline{w} = 48,1$ см/с, вычислена по формуле (14.3.7);

8) вертикальная протяженность кучево-дождевого облака $h_{\text{сб}} = h_k - H_{\text{конв}, 2} = 830 - 450 = 380$ гПа;

9) температура на уровне конвекции $T_{\text{конв}} = -23,5^\circ\text{C}$;

10) суммарный дефицит точки росы $\sum_{850}^{500} (T - T_d) = 5 + 3 + 1 = 9^\circ\text{C}$.

Во втором примере (рис. 14.3.2) кривая РСНК показывает, что воздух почти по всей толще тропосферы насыщен. В слое от 770 до 560 гПа при $T = T_d$ градиент температуры больше влажноадиабатического, следовательно, этот слой является КНС. В этом случае основные параметры конвекции равны:

1) поскольку воздух на нижней границе неустойчивого слоя ($h_1 = 770$ гПа) насыщен, то $h_k = 770$ гПа;

2) уровень конвекции располагается на изобарической поверхности 230 гПа ($H_{\text{конв}} = 230$ гПа) и его высота 10,8 км;

3) толщина конвективно-неустойчивого слоя $m = 770 - 560 = 210$ гПа;

4) мощность конвекции $h = h_1 - H_{\text{конв}} = 770 - 230 = 540$ гПа;

5) $(\overline{T' - T}) = \frac{1}{12}(0 + 2,5 + 3,5 + 5,0 + 6,0 + 6,0 + 5,9 + 5,5 + 3,8 + 2,9 + 2,0 + 0) = 3,6^\circ\text{C}$;

6) средняя для частиц КНС вертикальная скорость конвекции $\overline{w}_k = 17$ м/с;

7) средняя вертикальная скорость в кучево-дождевом облаке $\overline{w} = 0,33 \times 10^{-4}(210 \cdot 17 \cdot 540) = 64,3$ см/с;

8) вертикальная протяженность кучево-дождевого облака $h_{\text{сб}} = 770 - 230 = 540$ гПа. В данном случае она совпадает с мощностью конвекции h ;

9) температура на уровне конвекции $T_{\text{конв}} = -57^\circ\text{C}$;

10) суммарный дефицит точки росы $\sum_{850}^{500} (T - T_d) = 0,3 + 0 + 0 = 0,3^\circ\text{C}$.

14.3.3. Прогноз количества и продолжительности ливневых осадков

Рекомендуемый ниже метод расчета количества и продолжительности ливневых осадков учитывает результаты многочисленных экспериментальных и теоретических исследований, проводившихся в СССР и за рубежом с целью изучения процессов возникновения и формирования кучево-дождевых облаков и ливней. В основу этого метода положена гипотеза о возможности расчета ливневых осадков, так же как и обложных, по формуле

$$I_{\text{л}} = - \int_{z_0}^z \rho w \frac{\partial q_m}{\partial z} dz \approx - \frac{\overline{w}}{\rho} (q_{m, z_0} - q_{m, z}), \quad (14.3.5)$$

где ρ — плотность воздуха, w — вертикальная скорость, q_m — массовая доля водяного пара при насыщении, z_0 и z — высота нижней и верхней границ облака Сб.

Для расчета интенсивности ливневых осадков по формуле (14.3.5) необходимо найти среднюю вертикальную скорость в кучево-дождевом облаке (\bar{w}) по следующей эмпирической формуле:

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{m \bar{w}_k h \kappa}{m_1 H} \right)_i, \quad (14.3.6)$$

где m — толщина КНС, соответствующая массе единичного столба воздуха в КНС, h — мощность конвекции в гПа, представляющая собой барическую толщину слоя атмосферы от нижней границы КНС (h_1) до уровня конвекции ($H_{\text{конв}}$), соответствующего на аэрологической диаграмме точке пересечения кривой состояния с кривой стратификации T ; \bar{w}_k — средняя для частиц КНС вертикальная скорость конвекции в м/с, вычисляемая по формулам (4.8.6) — (4.8.8) или графикам на рис. 4.8.1; κ — безразмерный параметр, характеризующий плотность конвективных струй в кучево-дождевом облаке; m_1 — масса единичного столба воздуха и H — барическая толщина слоя атмосферы, в котором возможно развитие конвекции по вертикали в умеренных широтах.

Индекс i в формуле (14.3.6) означает условный номер КНС. Согласно этой формуле при наличии нескольких КНС (довольно часто двух) величина \bar{w} находится суммированием значений $\frac{m \bar{w}_k h \kappa}{m_1 H}$, вычисленных для каждого КНС в отдельности.

Формулу (14.3.6) можно привести к более простому для практических расчетов виду, подставив средние для теплого периода года значения параметров $m_1 = 10^3$ г, $H = 900$ гПа, $\kappa = 0,3$. Тогда найдем

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^{i=n} 0,33 \cdot 10^{-4} (m \bar{w}_k h). \quad (14.3.7)$$

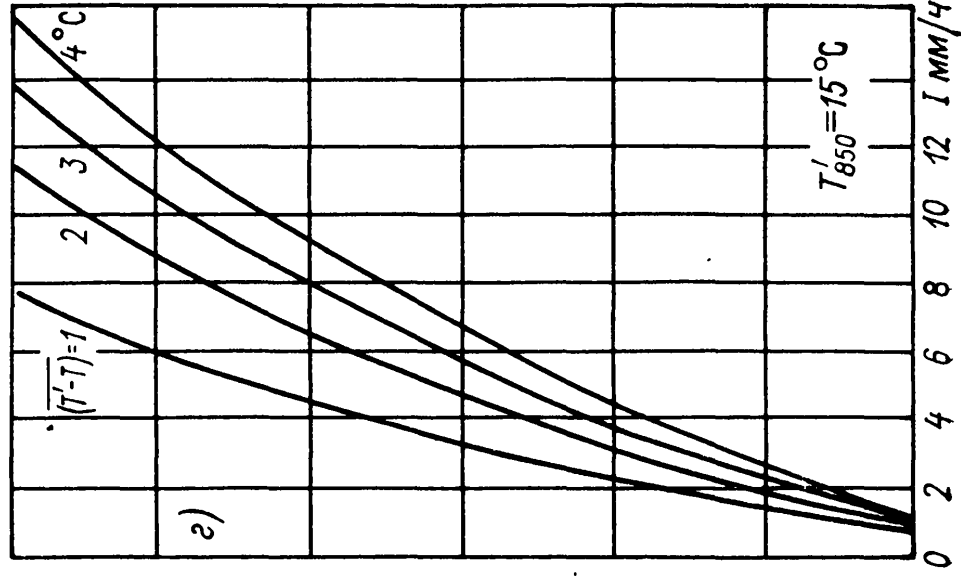
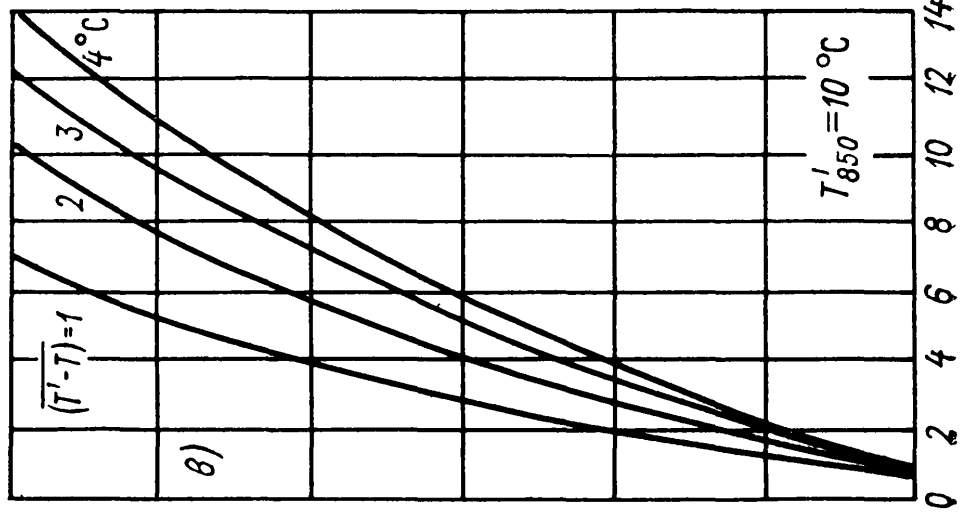
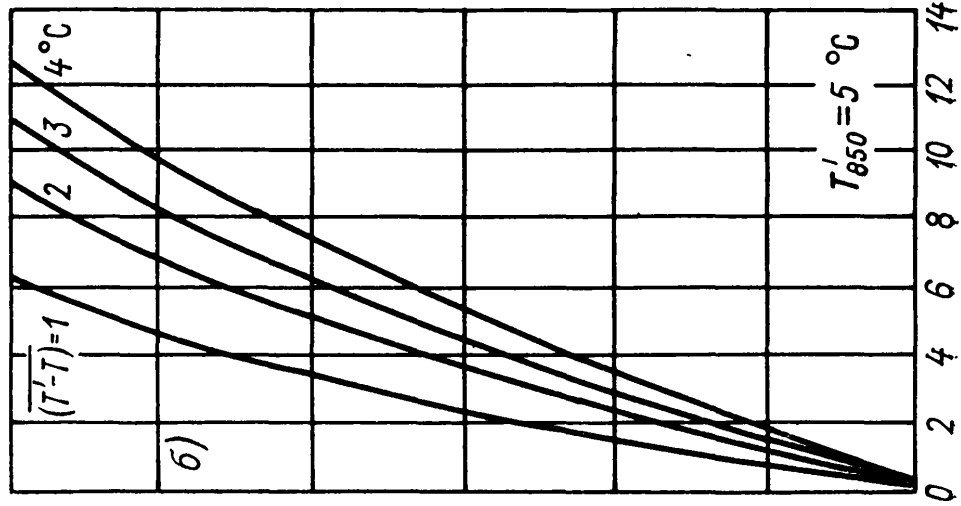
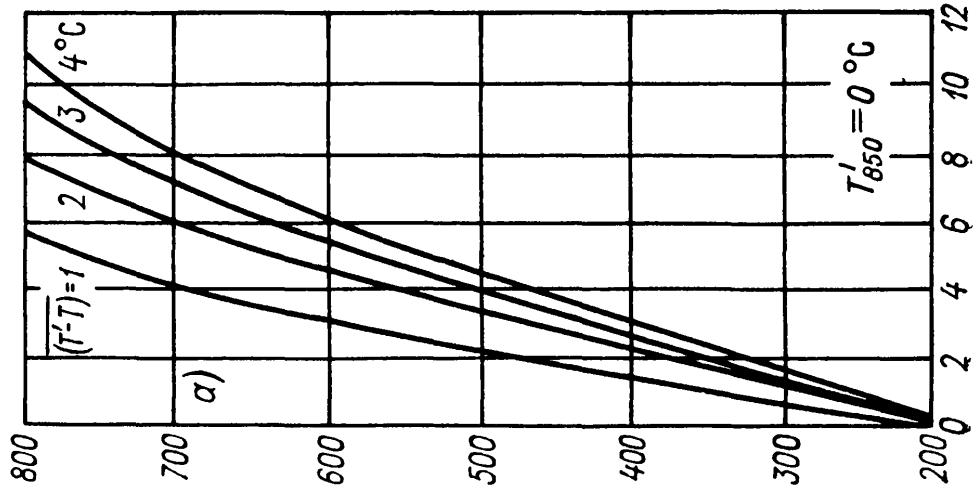
Значения \bar{w} в см/с, вычисленные по формуле (14.3.7), характеризуют скорость подъема частиц воздуха в слое конвекции (или в кучево-дождевом облаке), \bar{w}_k — скорость частиц в конвективно-неустойчивом слое.

Если преобразовать интеграл в формуле (14.3.5) по способу трапеций и выразить среднюю вертикальную скорость в кучево-дождевом облаке (\bar{w}) через индивидуальное изменение давления (δp) в гПа/ч, то интенсивность ливневых осадков, как и обложных, можно рассчитать по формуле

$$I_{\text{л}} = (1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}), \quad (14.3.8)$$

где $I_{\text{л}}$ — выражена в мм/ч, Δq_{850} и Δq_{700} — индивидуальные изменения массовой доли водяного пара ($\%$) при подъеме воздуха

• $h \approx \Pi \alpha$



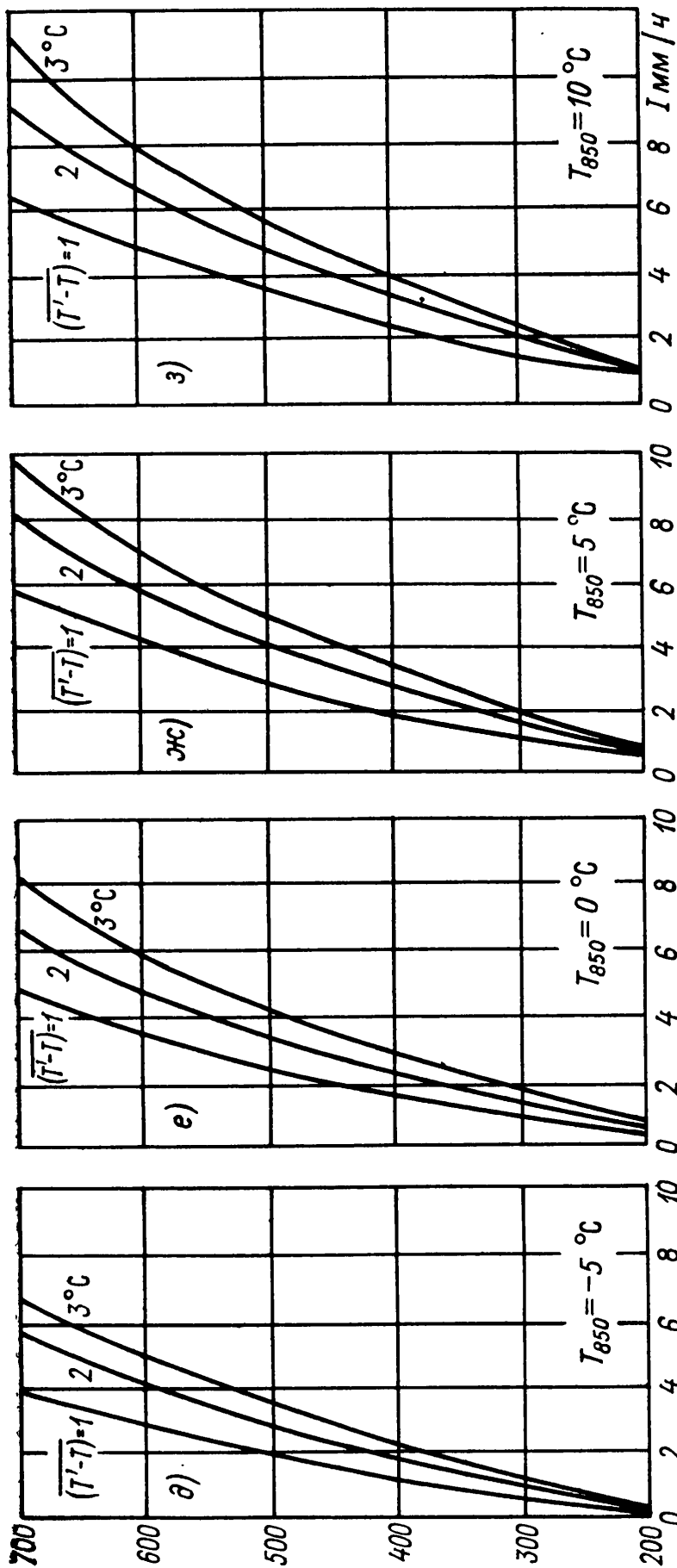


Рис. 14.3.3. Графики для расчета интенсивности ливневых осадков при КНС, расположенном в пограничном слое атмосферы (а, б, в, г) и выше пограничного слоя (д, е, ж, з). Толщина КНС = 100 гПа.

с соответствующими изобарических поверхностей (850 и 700 гПа) на величину δp . Коэффициенты перехода от \bar{w} в см/с к δp в гПа/ч в теплый период года для поверхности 850 гПа равны 3,7, для поверхности 700 гПа — 3,1, в холодный период года соответственно — 3,9 и — 3,4. Об определении Δq на бланке аэрологической диаграммы см. п. 14.2.4.

В оперативной работе для расчета интенсивности ливневых осадков в мм/ч могут быть использованы графики, представленные на рис. 14.3.3, которые получены на основании преобразованных формул (14.3.7) — (14.3.8). Входными параметрами в эти графики являются h , $\overline{(T' - T)}$ и T'_{850} либо T_{850} .

Порядок расчета интенсивности ливневых осадков следующий: 1. На середину интервала времени, для которого составляется прогноз, например на 3 или 15 ч, рассчитываются стратификации T и T_d , проводится их анализ с целью выяснения возможности

развития конвекции, образования Сб; определяются толщина конвективно-неустойчивого слоя m , мощность конвекции h , параметр $\overline{(T' - T)}$ в соответствии с правилами, изложенными в предыдущем разделе. По адиабатической кривой состояния (в случае насыщенного окружающего воздуха) и по неадиабатической (в случае ненасыщенного окружающего воздуха) определяется температура воздуха в облаке на поверхности 850 гПа (T'_{850}).

2. По найденным значениям параметров, используя графики $a-z$ на рис. 14.3.3 в зависимости от нижней границы КНС, расположенной в нижнем слое атмосферы (от поверхности Земли до поверхности 900 гПа), либо графики $d-z$ при нижней границе КНС примерно на поверхности 850 гПа и выше, определяется интенсивность ливневых осадков $I_{\text{л}}$ в мм/ч.

Например, если нижняя граница КНС расположена на поверхности 800 гПа и $h=500$ гПа, то при температуре $T_{850}=5^{\circ}\text{C}$ и $\overline{(T' - T)}=2^{\circ}\text{C}$ по графику $ж$ на рис. 14.3.3 найдем $I_{\text{л}}=4$ мм/ч.

Дадим дополнительные пояснения к использованию этих графиков.

Если толщина КНС, определяемая согласно правилам, изложенным в п. 14.3.2, оказывается больше или меньше 100 гПа, то полученную интенсивность осадков следует увеличить или уменьшить, умножая на коэффициент, равный $\frac{m}{100}$ (например, при толщине КНС, равной 80 гПа, на коэффициент 0,8).

При наличии двух КНС интенсивность осадков следует определить для каждого КНС отдельно с учетом их толщины и параметров h и $\overline{(T' - T)}$, а затем найти суммарную интенсивность.

При температуре на поверхности 850 гПа в Сб (T'_{850}), отличающейся на $1-2^{\circ}\text{C}$ от указанной на графиках, следует применять тот график, на котором указано наиболее близкое значение температуры. В случаях, когда нижняя граница КНС расположена на поверхности 850 гПа или выше, выбор графика для определения интенсивности ливневых осадков производится согласно температуре окружающего Сб воздуха (T_{850}), т. е. по кривой стратификации T на поверхности 850 гПа.

Интенсивность ливневых осадков, определенная по формуле (14.3.8) согласно значениям Δq_{850} и Δq_{700} , вычисленным с помощью бланка аэрологической диаграммы, либо по графикам $a-z$ рис. 14.3.3, представляет собой среднюю интенсивность ливневого дождя на одной из метеостанций с максимальным количеством выпавших осадков на территории радиусом 100 км, для центральной точки которой производится расчет стратификаций T и T_d .

Для вычисления количества ливневых осадков, кроме средней интенсивности ливневого дождя в мм/ч, необходимо рассчитать возможную продолжительность ливневого дождя, представляющую собой сумму интервалов времени, в течение которых выпадают

осадки из кучево-дождевых облаков. Продолжительность ливней в пункте ($t_{\text{л}}$) зависит, естественно, от количества облаков, переместившихся над пунктом, и от скорости их перемещения. В наиболее часто наблюдающихся случаях, когда происходит перемещение облаков, $t_{\text{л}}$ можно вычислять по приближенной формуле

$$t_{\text{л}} = \frac{\kappa \bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{v}} = \frac{\kappa \bar{v}_{1000-850} t_{\text{к}}}{\bar{v}}, \quad (14.3.9)$$

где $\bar{\sigma}_{1000-850}$ — средняя длина траектории в пограничном слое от поверхности Земли до поверхности 850 гПа за период развития конвекции $t_{\text{к}} \approx 6 \div 12$ ч, соответствующая размерам площади, над которой возникают кучево-дождевые облака; $\bar{v}_{1000-850}$ — средняя скорость ветра в пограничном слое; \bar{v} — средняя скорость перемещения облаков; κ — коэффициент, характеризующий плотность конвективных струй или приближенно плотность облаков вдоль траектории, в среднем равный 0,3. Период развития конвекции $t_{\text{к}}$ зависит от синоптической ситуации, типа фронта и скорости его перемещения, характера стратификации T и T_d . Для практических расчетов целесообразно использовать следующую формулу ($t_{\text{к}} = 12$ ч):

$$t_{\text{л}} = \frac{K \bar{v}_{1000-850} 12}{\bar{v}_{700-500}}, \quad (14.3.10)$$

где $K = \frac{\kappa'}{0,7}$.

Для расчета продолжительности ливней по формуле (14.3.10) на Европейской территории СССР рекомендуются следующие значения K :

Синоптическая ситуация	Внутримассовая конвекция, размы- тые и вторичные фронты	Холодные фронты	Фронты окклюзии	Теплые фронты
Значение K . . .	0,1	0,2	0,25	0,30

На рис. 14.3.4 а—г приведены графики для определения продолжительности ливневых осадков $t_{\text{л}}$ в часах, построенные с учетом приведенных значений K . Входными параметрами на этих графиках являются средние скорости ветра для 12-часового отрезка траектории в соответствующем слое атмосферы (т. е. для слоя 1000—850 гПа — средние скорости ветра для отрезков траекторий у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа и аналогично в слое 700—500 гПа — для отрезков траекторий на поверхностях 700 и 500 гПа).

Для определения количества ливневых осадков необходимо интенсивность осадков, рассчитанную по формуле (14.3.8), либо по

графикам на рис. 14.3.3 а—з, умножить на продолжительность, вычисленную по графикам рис. 14.3.4 а—г:

$$Q_{\text{л}} = I_{\text{л}} t_{\text{л}}. \quad (14.3.11)$$

Если результаты расчета указывают и на обложные осадки, то их количество ($Q_{\text{обл}}$), рассчитанное согласно п. 14.2, необходимо сло-

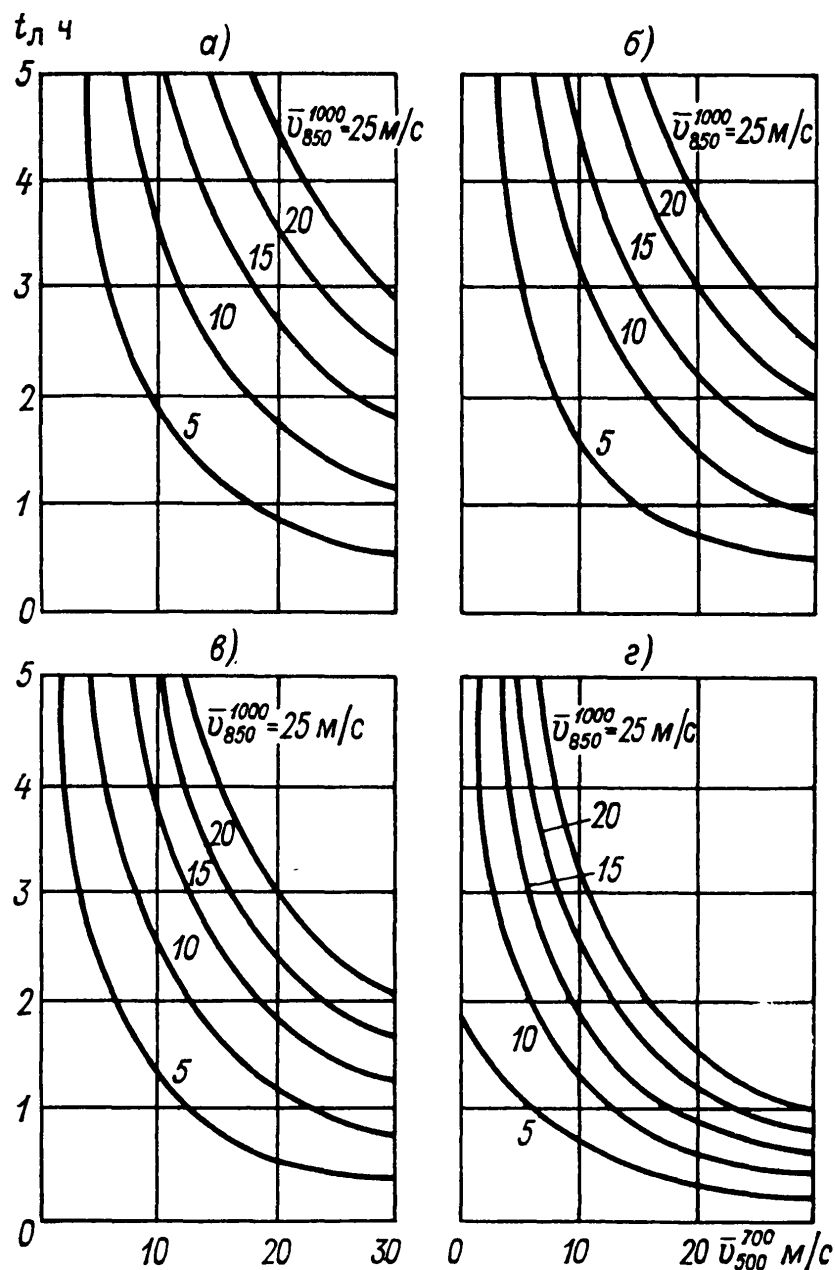


Рис. 14.3.4. Графики для расчета продолжительности ливневых осадков на теплых фронтах (а), фронтах окклюзии (б), холодных фронтах (в), на вторичных фронтах и при внутримассовых процессах (г).

жить с количеством ливневых осадков, вычисленным по формуле (14.3.11).

При разборе случаев неоправдавшихся прогнозов осадков целесообразно проводить анализ и сравнение рассчитанной по предлагаемой методике интенсивности ливневых осадков с интенсивностью ливневых осадков, зарегистрированной плювиографом. Последняя измеряется в мм/мин. В связи с необходимостью более

точного расчета интенсивности ливневых осадков в таких случаях рекомендуется использовать данные таблицы приложения 9, в которой приведены значения вертикальной скорости w в см/с при осадках интенсивностью от 0,01 до 0,25 мм/мин для наиболее часто встречающихся значений температуры воздуха на поверхности 850 гПа.

Значения w , представленные в приложении 9, вычислены по формулам:

$$w = 0,175IT \left| \frac{\partial q_m}{\partial p} \right|_{850}, \quad (14.3.12)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial p} = \frac{0,622}{p^2} \frac{LE}{R_n T^2} \left(\frac{RT + L \frac{0,622E}{p}}{c_p + L \frac{0,622}{p} \frac{EL}{R_n T^2}} \right) - \frac{0,622E}{p^2}, \quad (14.3.13)$$

где $L = (2501 \cdot 10^3 - 2,72 \cdot 10^3 t)$ Дж/кг — скрытая теплота конденсации, $R = 286,8$ Дж/(кг · К) — удельная газовая постоянная сухого воздуха, $R_n = 460$ Дж/(кг · К) — удельная газовая постоянная водяного пара, $c_p = 1006$ Дж/(кг · К) — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, E — давление насыщенного водяного пара (гПа).

По интенсивности осадков, зарегистрированной плювиографом, и температуре на поверхности 850 гПа (либо T_{850} , либо T'_{850}) в таблице приложения 9 можно найти значение вертикальной скорости, обусловившей выпадение как ливневых, так и обложных осадков. И, наоборот, вычислив по формуле (14.3.7) среднюю вертикальную скорость в кучево-дождевом облаке в соответствии с параметрами конвекции, определенными по рассчитанным кривым стратификации T и T_d , в таблицах приложения 9 легко найти интенсивность ливневых осадков в мм/мин. Аналогичный подход к вычислению интенсивности ливневых осадков может быть рекомендован и в оперативной практике.

Рассмотрим на нескольких примерах использование расчетного метода прогноза количества ливневых осадков.

Пример 1. Днем 19 июня 1980 г. Москва располагалась на восточной периферии разрушающегося антициклона с центром в районе Великих Лук. На востоке от Москвы находилась заполняющаяся многоцентровая депрессия с одним из центров в районе Горького. С северо-восточными потоками в район Москвы на высотах поступал воздух из тыловой части указанной депрессии с дефицитами точки росы порядка 5—6 °С. Большой прогрев воздуха (на 12—14 °С) у поверхности Земли при малооблачной погоде в первой половине дня 19 июня 1980 г. и прошедшие в предыдущие сутки слабые ливневые дожди, обусловившие суточный ход влажности, характерный для развития конвекции от поверхности Земли, привели к формированию неустойчивой стратификации T и T_d в пограничном слое атмосферы. Слабые упорядоченные восходящие движения воздуха в средней тропосфере способствовали установлению градиента температуры, близкого к сухоадиабатическому в слое 850—700 гПа (см. рис. 14.3.1).

Ливневые дожди с грозами начались в Москве около 18 ч и продолжались до 20—21 ч. Максимальное количество осадков на одной из метеостанций города составило 39,4 мм, а на остальных — от 13,5 до 33,1 мм. По области количество осадков изменялось от 0,0 на юге до 10—11 мм на востоке и северо-западе.

На рис. 14.3.1 представлены кривые стратификации T и T_a , рассчитанные с заблаговременностью 36 ч, на 15 ч 19 июня 1980 г. Подставив значения $m=250$ гПа, $h=550$ гПа и $\bar{w}_k=10,5$ м/с, определенные по этим кривым, в формулу (14.3.7), вычислим вертикальную скорость в кучево-дождевом облаке $\bar{w}=48$ см/с. Для определения интенсивности ливневых осадков по формуле (14.3.8) перейдем от значений \bar{w} в см/с к значениям δp в гПа/ч, соответственно умножив \bar{w} на коэффициент 3,7 для поверхности 850 гПа и на 3,1 для поверхности 700 гПа. Получим $\delta p_{850} \approx -180$ гПа/ч, $\delta p_{700} \approx -150$ гПа/ч. Затем от уровня конденсации, соответствующего нижней границе облака на бланке аэрологической диаграммы, поднимемся по влажной адиабате на величину δp_{850} (если уровень конденсации лежит ниже поверхности 850 гПа, то подъем производится от точки T'_{850} на кривой состояния с поверхности 850 гПа). Разность значений q в начале и конце подъема будет представлять собой индивидуальное изменение массовой доли водяного пара $\Delta q_{850}=9,4-5,8=3,6\%$. Для определения Δq_{700} поднимемся от точки T'_{700} на кривой состояния (неадиабатической) на величину δp_{700} и снимем соответствующие значения массовой доли водяного пара в начале и конце подъема: $\Delta q_{700}=5,6-3,0=2,6\%$.

Подставив эти значения в формулу (14.3.8), найдем $I_{\text{л}}=13,3$ мм/ч.

Прежде чем перейти к расчету продолжительности ливневых осадков, рассмотрим менее трудоемкие графический и табличный способы определения интенсивности ливневых осадков.

По отклонению кривой стратификации от кривой состояния $(T'-T)=1,8^\circ\text{C}$, мощности конвекции $h=550$ гПа и $T'_{850}=12,5^\circ\text{C}$, используя график на рис. 14.3.3 в (при $T'_{850}=10^\circ\text{C}$), находим интенсивность осадков $I_{\text{л}}=4,5$ мм/ч, а используя график на рис. 14.3.3 г (при $T_{850}=15^\circ\text{C}$), $I_{\text{л}}=5,1$ мм/ч. В среднем интенсивность получается равной 4,8 мм/ч. Умножая ее на коэффициент 2,5 (так как толщина КНС равна 250 гПа), находим, что $I_{\text{л}}=12,0$ мм/ч. Практически к такому же результату придем, пользуясь вместо графиков таблицей приложения 9; по значению $\bar{w}=48$ см/с и температуре по кривой состояния $T'\approx 12^\circ\text{C}$ найдем $I_{\text{л}}=0,21$ мм/мин, или 12,6 мм/ч. Как видим, точность всех способов расчета примерно одинакова, причем наименьшие различия отмечаются в двух последних способах, которые мы и рекомендуем использовать в практической работе.

Для определения продолжительности ливневых осадков можно воспользоваться формулой (14.3.10), либо графиком на рис. 14.3.4 г (внутримассовые осадки). В данном случае средняя скорость ветра в пограничном слое $\bar{v}_{1000-850}=4$ м/с, а $\bar{v}_{700-500}=8$ м/с. По формуле и графику получаем одинаковый результат $t_{\text{л}}=0,6$ ч. Количество ливневых осадков согласно формуле (14.3.11) при несколько отличающихся значениях $I_{\text{л}}$ варьирует от 7,2 до 8,0 мм.

Таким образом, рассчитанное количество осадков в данном случае близко к фактическому максимальному количеству осадков в области, но примерно в пять раз меньше, чем максимальное количество осадков в городе. Анализ показал, что основной причиной такого расхождения послужил неудовлетворительный расчет продолжительности осадков, так как фактически их продолжительность в городе составила в среднем 2,3 ч, т. е. примерно в четыре раза превышала $t_{\text{л}}$, полученную по графику рис. 14.3.4 г. Такие отклонения рассчитанной продолжительности ливневых осадков от фактической довольно часты в случаях внутримассовой конвекции, когда наблюдается не перемещение S_b , а их возникновение и развитие над определенными наиболее благо-

приятными для развития термической конвекции районами, каким в данном случае явился город. Кроме того, существенное значение имеет расположение центральной части облака по отношению к метеостанции. Поэтому можно рекомендовать в аналогичных случаях использовать для расчета максимально возможного количества осадков экстремальные значения продолжительности ливневых осадков, полученные на местном материале для различных синоптических ситуаций.

Пример 2. В 3 ч 27 августа 1981 г. Москва находилась в зоне теплого фронта циклона с центром в районе Воронежа. Наибольшие адвективные изменения температуры в Москве наблюдались на поверхности 850 гПа около 5—6 °С за полусутки (с 15 ч 26 августа до 3 ч 27 августа 1981 г.). С высотой адвекция тепла убывала, что привело к формированию неустойчивой стратификации T и T_d в средней тропосфере. Этому способствовали также восходящие упорядоченные вертикальные движения, увеличивающиеся с высотой.

Интенсивные дожди начались в Москве около 21 ч 26 августа 1981 г. и продолжились примерно до 6—7 ч 27 августа 1981 г.: до момента прохождения теплого фронта у поверхности Земли.

Максимальное количество осадков (29,7 мм) отмечено на севере Москвы, на остальных метеостанциях города количество осадков составило от 14,1 до 22,8 мм, а по области — от 3 мм на востоке до 29 мм на западе.

На рис. 14.3.2 представлена стратификация T и T_d , рассчитанная с заблаговременностью 24 ч, на 3 ч 27 августа 1981 г. Согласно определенным по этой стратификации параметрам конвекции ($m=210$ гПа, $h=540$ гПа, $(T' - T) = 3,6$ °С, $\overline{w}_K = 17$ м/с), рассчитаем интенсивность ливневых осадков рассмотренными в предыдущем примере графическим и табличным способами.

В данном случае нижняя граница КНС расположена выше поверхности 850 гПа, и поэтому для расчета $I_{\text{л}}$ подбирается график, соответствующий $T_{850} = 10$ °С (а не T'_{850} , как в примере 1). По указанным значениям $(T' - T)$ и h с этого графика (рис. 14.3.3 з) снимаем значение $I_{\text{л}} = 7,5$ мм/ч, и поскольку толщина КНС равна 210 гПа, это значение умножаем на 2,1. Окончательно получаем (графическим способом) $I_{\text{л}} = 15,7$ мм/ч.

Подставляя параметры m , h и \overline{w}_K в формулу (14.3.7), получим среднюю вертикальную скорость в Сб $\overline{w} = 64$ см/с. По таблице Приложения 9 при $T_{850} = 10$ °С находим соответствующее этой скорости значение $I_{\text{л}}$. Оно равно 0,265 мм/мин, или 15,9 мм/ч.

Продолжительность ливневых осадков при $\overline{V}_{1000-850} = 7,5$ м/с и $\overline{V}_{700-500} = 17,5$ м/с по формуле (14.3.10) и графику на рис. 14.3.4 а получается равной 1,5 ч. Количество же ливневых осадков по формуле (14.3.11) составит 23,8 мм.

В данном примере одновременно с ливневыми выпадали и обложные осадки в зоне теплого фронта, количество которых по формуле (14.2.2) равно $Q_{\text{обл}} = (1,5 \times 0,5) + (1,8 \times 1,0) + (1,0 \times 0,9) = 3,5$ мм. Таким образом, общее расчетное количество осадков составило 27,3 мм, т. е. было близко к фактическому максимальному количеству осадков.

Как уже отмечалось выше, при разборе неоправдавшихся прогнозов осадков целесообразно проводить сравнение предвычисленных изложенным методом значений интенсивности и продолжительности ливневых осадков с их фактическими значениями, зарегистрированными плювиографом. Рассмотрим это на примере анализа причины ошибочного прогноза осадков в Москве 7 июля 1981 г.

В период с 3 по 6 июля 1981 г. в Москве наблюдалась сухая и жаркая погода. Относительная влажность в дневные часы составляла 30—45 %, а температура воздуха повышалась от 21—23 °С в начале периода до 27—28 °С в конце. Во второй половине дня 7 июля в Москве внезапно начался сильный ливень, который наблюдался несколько часов, причем количество осадков на одной из метеостанций составило 99,9 мм, что превысило месячную норму.

Непосредственно перед началом дождя в 15 ч 7 июля 1981 г. Москва находилась на юго-восточной периферии гребня антициклона с центром в районе

Баршавы. Холодный фронт с волнами располагался западнее Москвы и был ориентирован с северо-востока от циклона с центром восточнее Сыктывкара на юго-запад к циклону в районе Запорожья. Контрасты температуры на поверхности 850 гПа в зоне этого фронта вблизи Москвы составляли 5—7 °С на 500 км, как и в предыдущий день, а градиент относительного геопотенциала H_{1000}^{30} уменьшился, составляя 3—5 гп. дам на 500 км, что указывало на размывание этого участка фронта.

В соответствии с прогностическими траекториями воздушных частиц в район Москвы поступал ненасыщенный воздух из районов Костромы на поверхности 850 гПа, Владимира — на поверхности 700 гПа, Тамбова — на поверхности 500 гПа, а упорядоченные вертикальные движения были нисходящими. Стратификация T и T_d , рассчитанная по данным за 3 ч 6 июля 1981 г. с заблаговременностью 36 ч получалась устойчивой, поэтому в прогнозе на 7 июля 1981 г. предполагалось, что сохранится жаркая погода без осадков. К такому же выводу приводил анализ облачности с ИСЗ за 4 ч 35 мин гринвичского времени 6 июля, из которого следовало, что фронт, лежащий западнее Москвы, будет несколько перемещаться в северных широтах, оставаясь малоподвижным в районе Москвы. Данные с ИСЗ указывали на возможный разворот облачной системы южной депрессии в северо-восточном направлении, и 7 июля Москва могла оказаться на границе восточного, наименее активного участка облачной полосы.

По данным МРЛ Гидрометцентра СССР радиоэхолок от облаков вертикального развития, появившееся на экране в 20 ч 6 июля примерно в 250 км к югу от Москвы и смещавшееся в северном направлении, к 7 ч 30 мин 7 июля распалось на отдельные малые очаги и в дальнейшем практически не прослеживалось. В связи с этим в утреннем уточнении прогноза на день 7 июля 1981 г. была сохранена формулировка «без осадков».

Более детальный анализ облачности по снимкам видимого диапазона с ИСЗ «Метеор-2» в момент, близкий к началу дождя, показал, что к 11 ч гринвичского времени крупное скопление кучево-дождевых облаков, располагавшееся в утренний срок (5 ч 35 мин гринвичского времени) в районе 55° с. ш. и 37° в. д., переместилось к Москве, сблизилось с облачностью кучевообразных форм передней кромки размывающегося холодного фронта и Москва оказалась в области сходимости двух систем облачности. В это же время (в 14 ч 30 мин мск) на экране МРЛ Гидрометцентра СССР было отмечено появление отдельных малых очагов (диаметром 25 км) кучево-дождевой облачности максимальной высотой от 8 до 10 км. Более мощный очаг кучево-дождевых облаков (размером в 70—80 км) образовался над Москвой около 17 ч и в это же время на севере Москвы начался ливень, максимальная интенсивность которого превысила 2 мм/мин за десятиминутный интервал времени. В целом продолжительность дождя из малоподвижной системы Сб составила от 4,5 до 6,5 ч, что, как уже отмечалось, встречается крайне редко. Поэтому предсказать осадки такой интенсивности и продолжительности на основании всех имеющихся в распоряжении прогнозиста материалов и расчетных методов не представлялось возможным.

Анализ этого случая в диагнозе показал, что различия в прогностических и диагностических адвективных значениях температуры на всех изобарических поверхностях были невелики (0—2 °С), более существенны они были в значениях точки росы (до 11 °С на поверхности 700 гПа), так как направления и длины диагностических и прогностических траекторий на поверхностях 850 и 500 гПа были примерно одинаковыми, а на поверхности 700 гПа диагностическая траектория имела большую длину и была направлена с юго-юго-востока, а не с востока как прогностическая траектория. Это должно было сказаться на расчете количества осадков. Кроме того, упорядоченные вертикальные движения по прогнозу были нисходящими, а расчет их в диагнозе по полю давления указывал, что они были восходящими, хотя по величине не превышали 30 гПа за 12 ч. Значения упорядоченных вертикальных скоростей, вычисленных косвенным методом (по пювиографическим данным), на порядок превышали их значение, полученное по полю давления, что объясняется притоком теплого воздуха к фронту в дневные часы и связанной с ним конвергенцией ветра.

Таким образом, развитие термической конвекции при очень высокой тем-

пературе у поверхности Земли ($27-29^\circ\text{C}$) совместно с общим подъемом воздуха, вызванным конвергенцией воздушных потоков к фронту, и приток с юга более влажного воздуха ($T_d = 14 \div 16^\circ\text{C}$) привели к установлению сверхадиабатического градиента в слое от поверхности Земли до 730 гПа (рис. 14.3.5), к созданию большого запаса энергии неустойчивости до $(T' - T) \approx 5^\circ\text{C}$ и формированию мощного кучево-дождевого облака перед холодным фронтом.

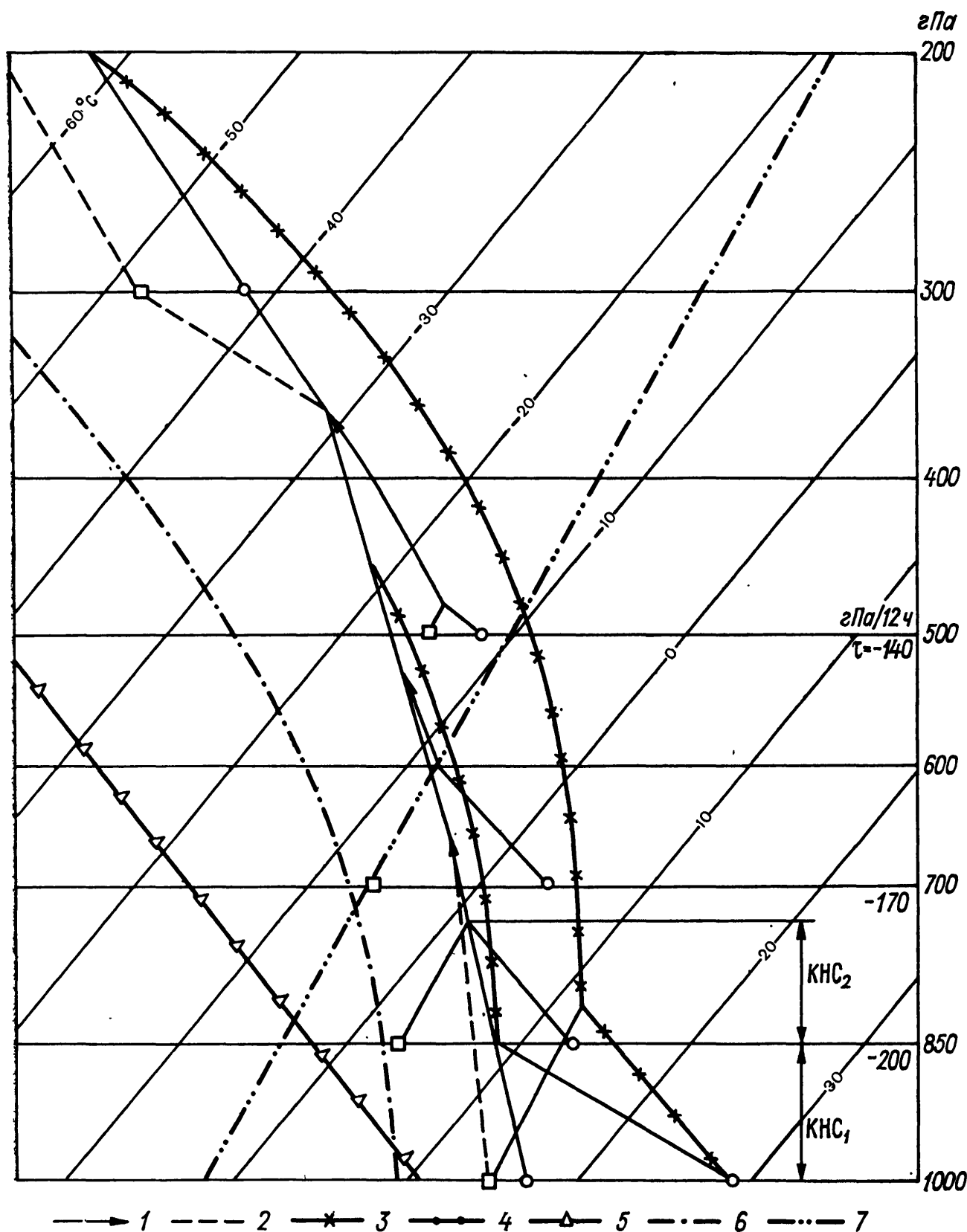


Рис. 14.3.5. Кривые стратификации T и T_d . Москва, 15 ч 7 июля 1981 г.
Усл. обозначения см. на рис. 14.3.1.

Из анализа кривых стратификации T и T_d , представленных на рис. 14.3.5, следует, что в нижней тропосфере отмечался конвективно неустойчивый слой общей толщиной 270 гПа. Вертикальный градиент температуры в этом слое изменялся от $\gamma \gg \gamma_a$ (от 1000 до 850 гПа) до $\gamma \gg \gamma_b$ (от 850 до 730 гПа).

В связи с этим выделено два КНС и для каждого из них определены следующие параметры:

$$m_1 = 150 \text{ гПа}, h_1 = 810 \text{ гПа}, (T' - T)_1 = 5,2^\circ\text{C}, \bar{w}_{k_1} = 25 \text{ м/с},$$

$$m_2 = 120 \text{ гПа}, h_2 = 400 \text{ гПа}, (T' - T)_2 = 1^\circ\text{C}, \bar{w}_{k_2} = 7,5 \text{ м/с}.$$

По формуле (14.3.7) находим среднюю скорость в кучево-дождевом облаке $\bar{w} = 112 \text{ см/с}$. В таблице приложения 9 находим соответствующее ей значение интенсивности ливневых осадков при $T'_{850} = 15^\circ\text{C}$, $I_{\text{л}} = 0,52 \text{ мм/мин} \cdot 60 \text{ мин} = 31,2 \text{ мм/ч}$. Фактическая интенсивность ливневых осадков, зарегистрированная плювиографом на метеостанциях с наибольшим количеством осадков, изменялась от 31 до 42 мм/ч, т. е. рассчитанная и фактическая интенсивность осадков достаточно хорошо совпадали.

Продолжительность ливневых осадков, определенная по графику на рис. 14.3.4 в согласно $\bar{V}_{1000-850} = 4 \text{ м/с}$ и $\bar{V}_{700-500} = 8 \text{ м/с}$, составила $\approx 1,3 \text{ ч}$ и отличалась от продолжительности ливневых осадков, зарегистрированной плювиографом, примерно в два раза (фактическая продолжительность ливневых осадков в среднем была около 2,8 ч). В связи с этим количество ливневых осадков при использовании расчетного значения $t_{\text{л}}$ получилось равным 40,6 мм, а при использовании фактического значения $t_{\text{л}} \approx 2,8 \text{ ч}$ оно составило 86,4 мм.

Кроме ливневых осадков, выпадавших из центральной части кучево-дождевого облака, наблюдались осадки небольшой интенсивности от 0,01 до 0,04 мм/мин на его периферии. Продолжительность дождя такой интенсивности была около 3 ч. По характеру эти осадки были близки к осадкам, выпадающим из облаков Ns. В соответствии со значениями τ , вычисленными по плювиографическим данным и использованным для расчета стратификации T и T_d на 15 ч 7 июля 1981 г., количество осадков, найденное по формуле (14.2.2), составило 6 мм. Общее же расчетное количество осадков при использовании фактической величины $t_{\text{л}}$ было $86,4 + 6 = 92,4 \text{ мм}$.

Таким образом, в данном примере диагностические расчеты, проведенные с использованием корректив, позволили получить количество осадков, близкое к фактически наблюдавшемуся (99,9 мм).

14.3.4. Прогноз гроз и града

Возникновение гроз связано с интенсивным развитием конвекции и кучево-дождевых облаков, которое происходит при неустойчивой стратификации в тропосфере; при этом создается сильное электрическое поле внутри облака и в окружающем пространстве. Механизм образования этого поля сложен, и к настоящему времени еще не получены критерии, которые позволили бы в общем случае достаточно уверенно судить о возможности грозы при развитии кучево-дождевой облачности. Но можно отметить, что процесс электризации в кучево-дождевом облаке, при прочих равных условиях, тем вероятнее, чем разнороднее его фазовое состояние, чем интенсивнее в нем конвективные токи и чем облако мощнее. Для умеренных широт установлен следующий признак: если облако Cb в своем вертикальном развитии достигает уровня с температурой -23°C и ниже, а вертикальная протяженность облака превышает 4 км, то, как правило, возникает гроза.

Поскольку грозы, как и ливни, возникают при развитых Cb, физические условия и причины их образования одни и те же. По-

этому и синоптические условия возникновения гроз и ливней в основном тождественны. Например, указанные выше условия, необходимые для возникновения ливней в заполняющихся депрессиях, можно рассматривать и как условия, необходимые для возникновения гроз. Если по обслуживаемой территории ожидается одно из синоптических условий возникновения ливней, то это указывает на возможность появления и грозовых облаков.

При условиях, благоприятных для возникновения интенсивных ливней и гроз, образуется и град. Скорость конвективного потока, достигающая максимума примерно в середине облака, способствует накоплению здесь твердых и жидких элементов. При значительной водности облака и большой скорости восходящих движений обеспечивается быстрый рост градины за счет захваченной воды. При малой же водности облака его твердые элементы не могут вырасти до размеров крупного града.

Относительно часто град выпадает в области холодных фронтов с волнами при большом контрасте температуры, фронтов окклюзии с хорошо выраженным верхним холодным компонентом, несколько реже — в области вторичных холодных фронтов. Внутри однородных воздушных масс град отмечается редко.

В настоящее время разработаны четыре расчетных способа прогноза гроз (первые три — по равнинной территории, четвертый — по горным районам СССР) и расчетный способ прогноза града. Первый, второй и четвертый способы прогноза гроз рекомендуются к использованию в качестве основных, третий — в качестве вспомогательного способа для ряда УГКС; способ прогноза града рекомендован к использованию в Гидрометцентре СССР.

Первый способ прогноза гроз разработан на основе метода частицы и учета основных факторов, определяющих развитие конвекции. Он применим при составлении прогноза заблаговременностью до 36 (42) ч. В этом способе по прогнозируемым значениям температуры воздуха и точки росы на разных уровнях (по ожидаемой стратификации) определяются значения ряда параметров конвекции, затем по этим значениям определяется возможность грозы. В данном способе прогноза выполняются следующие операции.

1. Обычными способами (см. п. 14.3.2) строятся прогностические кривые стратификации температуры и точки росы с учетом адвекции, трансформации и упорядоченных вертикальных движений воздуха на 15 ч местного времени текущих и следующих суток и 3 ч местного времени следующих суток — соответственно при прогнозе на текущий и следующий день и на ближайшую ночь (если в какие-либо из этих полусуток ожидается влияние фронта, то кривые стратификации строятся на момент его прохождения). При этом температура у поверхности Земли принимается равной температуре в исходный срок в районе, откуда перемещается воздушная масса, с учетом суточного хода. Прогностическое значение точки росы при прогнозе на текущий день и однородном поле влажности принимается равным ее значению в 8—10 ч

местного времени; в других же случаях берется адвективное значение точки росы.

2. Если по прогностическим кривым стратификации T и T_d видно, что насыщение не наступает ни на одной из поверхностей (850, 700, 500, 300 гПа), либо оно наступает лишь на одной или на двух несмежных поверхностях, то нижний отрезок прогностической кривой стратификации температуры при прогнозе на текущий или следующий день уточняется следующим образом. По данным табл. 11.3.1 находится высота распространения сухоадиабатического градиента. Далее на бланке аэрологической диаграммы от точки на прогностической кривой температуры воздуха, соответствующей этой высоте, проводится книзу отрезок вдоль сухой адиабаты до пересечения с изобарой приземного давления, который и представляет собою уточненный нижний участок кривой стратификации температуры. Это уточнение производится лишь в случаях, когда уровень, к которому сместится частица с поверхности 850 гПа в результате упорядоченного вертикального движения, окажется ниже уровня, указанного в табл. 11.3.1.

Следует отметить, что уточнение стратификации температуры в нижнем слое тропосферы, предусмотренное при указанных только что условиях в данном способе прогноза грозы, позволяет получить при расчете на бланках аэрологической диаграммы сухоадиабатический вертикальный градиент температуры в этом слое: в способе же прогноза ливневых осадков (см. п. 14.3.3) такое уточнение не проводится и прогностическая стратификация температуры в нижнем слое тропосферы в этих же случаях может быть несколько иной, в частности, сверхсухоадиабатической.

3. Путем визуального просмотра прогностических кривых стратификации температуры воздуха и точки росы определяется возможность конвекции. Конвекция с какого-либо слоя тропосферы возможна, если:

а) либо в этом слое воздух не насыщен и вертикальный градиент температуры равен сухоадиабатическому (или превышает сухоадиабатический, т. е. $\gamma \geq \gamma_c$). На бланке аэрологической диаграммы участок кривой стратификации, соответствующий этому слою, параллелен сухим адиабатам (или наклонен влево от них) и лежит правее участка кривой стратификации точки росы;

б) либо в этом слое воздух насыщен и вертикальный градиент температуры превышает влажноадиабатический, т. е. $\gamma > \gamma_v$. Соответствующий этому слою участок кривой стратификации температуры совпадает с участком кривой стратификации точки росы и наклонен влево от влажных адиабат (или параллелен им).

4. Далее для последующего расчета параметров конвекции из слоев, с которых возможна конвекция, выбирается лишь один слой. При этом все не насыщенные влагой слои, независимо от их расположения, рассматриваются только при условии, что согласно прогностическим кривым стратификации дефицит точки росы ни на одной поверхности (850, 700, 500, 300 гПа) не равен нулю, либо он равен нулю лишь на одной или двух несмежных поверх-

ностях. Слои, конвекция с которых не приводит к конденсации (т. е. в которых толщина КНС равна нулю), не рассматриваются. Если слоев, с которых возможна конвекция, несколько, то выбирается нижний из них. Если нижним оказывается ненасыщенный слой, расположенный выше поверхности 850 гПа, то этот слой выбирается, когда его толщина составляет не менее 100 гПа.

5. Рассчитываются следующие параметры конвекции:

а) суммарный дефицит точки росы на поверхностях 850, 700 и 500 гПа $\sum_{850}^{500} (T - T_d)$. Если он превышает 25 °С, то остальные параметры не рассчитываются;

б) дефицит точки росы у поверхности Земли при прогнозируемых максимальных значениях T и T_d . Этот параметр $(T_{\max} - T_d)_z$ рассчитывается лишь при прогнозе на текущий или следующий день, если воздух в нижнем слое тропосферы не насыщен. Если $(T_{\max} - T_d)_z > 16^\circ\text{C}$, то остальные параметры не рассчитываются;

в) дефицит точки росы $(T - T_d)_h$ на высоте h — нижней границе лежащего выше поверхности 850 гПа ненасыщенного слоя воздуха толщиной не менее 100 гПа, имеющего сухобезразличную или сухонеустойчивую стратификацию. Этот параметр рассчитывается вместо параметра $(T_{\max} - T_d)_z$ в случаях, когда этот слой выбран для расчета остальных параметров (см. пункты г—к). Если $(T - T_d)_h > 6^\circ\text{C}$, эти параметры не рассчитываются, так как уровень конденсации при этом лежит выше 2 км;

г) толщина КНС — конвективно-неустойчивого слоя m в гПа;

д) высота среднего для частиц КНС уровня конденсации \bar{h}_k в км;

е) высота нижней границы влажнонеустойчивого слоя $H_{\text{нгкс}}$ в км;

ж) высота среднего для КНС уровня конвекции $\bar{H}_{\text{конв}}$ в км;

з) температура воздуха на среднем уровне конвекции $T_{\text{конв}}$;

и) средняя величина отклонения кривой состояния от кривой стратификации ΔT . Вычисляется для слоя от среднего уровня конденсации до среднего уровня конвекции по значениям $(T' - T)$ на уровнях, взятых через 100 гПа;

к) средняя вертикальная протяженность конвективных облаков: $\bar{h}_{\text{сб}}$ в км.

Когда для расчета указанных параметров (пункты г—к) берется насыщенный слой при $\gamma > \gamma_v$, что соответствует влажно-адиабатической конвекции, начинающейся с верхних уровней, вместо параметров \bar{h}_k , \bar{H}_k , $\bar{h}_{\text{сб}}$ определяются соответственно $H_{\text{нгкс}}$ — высота нижней границы этого слоя, $H_{\text{конв}}$ — высота максимального для КНС уровня конвекции, $h_{\text{сб}}$ — максимальная вертикальная протяженность конвективных облаков. Параметр $T_{\text{конв}}$ в этих случаях означает температуру воздуха на максимальном уровне конвекции.

Об определении параметров m , h_k , $H_{\text{конв}}$, ΔT , $h_{\text{сб}}$ см. п. 14.3.2. Средние значения \bar{h}_k , $\bar{H}_{\text{конв}}$, $\bar{h}_{\text{сб}}$ определяются по аэрологической

диаграмме аналогично, путем построения кривой состояния, но для частиц, взятых в середине КНС, причем поправки на вовлечение уже не вводятся.

6. По найденным значениям параметров конвекции, пользуясь данными табл. 14.3.4, составляется прогноз грозы. Указанная в последней графе этой таблицы та или иная формулировка применима в полной мере, когда выполнены все условия, содержащиеся в соответствующей строке.

Указанные в табл. 14.3.4 критические значения параметров конвекции получены по центральной части Европейской территории СССР. По другим районам эти значения могут быть уточнены на местном материале.

Второй способ прогноза гроз применяется при прогнозе на текущий день по центральной части Европейской территории СССР. В этом способе по нескольким предикторам вычисляется дискриминантная функция u и в зависимости от ее значения определяется возможность грозы, отдельно по районам радиусом 25—50 и 100—150 км. Способ применим в случаях развития термической конвекции, начиная с нижнего слоя тропосферы.

В данном способе используются построенные обычным порядком на текущий день прогностические кривые стратификации температуры воздуха и точки росы в тропосфере, а также прогноз приземного барического поля. Приземная максимальная температура определяется обычным способом (см. гл. 11) или же вычисляется по формуле

$$T_{\max} = T_6 + 0,8(T - T_d)_{850} + 0,8(T - T_d)_{700} + 0,4(T - T_d)_{500}, \quad (14.3.14)$$

где T_6 — температура воздуха у поверхности Земли в 6 ч в районе начальной точки полусуточной траектории на поверхности 850 гПа, $(T - T_d)_p$ — дефицит точки росы на поверхности p (имеется в виду прогнозируемое значение дефицита). Если $(T - T_d)_p > 6^\circ\text{C}$, то в формуле (14.3.14) принимается $(T - T_d)_p = 6^\circ\text{C}$.

Расчет функции u производится, если предварительно установлено, что выполняются следующие условия:

а) кривая состояния выше поверхности 500 гПа располагается правее кривой стратификации (здесь и везде далее имеется в виду кривая состояния частицы, поднимающейся с поверхности Земли при ожидаемой максимальной температуре T_{\max} и точке росы без учета вовлечения);

б) на уровне, которому соответствует точка пересечения этой кривой состояния с кривой стратификации, температура воздуха ниже $-22,5^\circ\text{C}$;

в) преобладает отклонение кривой состояния от кривой стратификации в пределах от 2 до 4°C ;

г) средний дефицит точки росы между поверхностями 850 и 500 гПа не превышает $8-10^\circ\text{C}$;

д) приземное барическое поле на площади радиусом 250 км не антициклоничное.

Таблица 14.3.4

Критические значения параметров конвекции, при которых вероятно развитие конвективных явлений

$\sum_{500}^{850} (T - T_d)$	$(T_{\max} - T_d)^2$	m гПа	$\bar{h}_{\text{конд}}$ или $h_{\text{конд}}$	$H_{\text{конв}}$ или $H_{\text{конв}}$	$T_{\text{конв}}$	$\Delta \bar{T}$	$\bar{h}_{\text{Св}}$ или $h_{\text{Св}}$	Конвективные явления
>25	>20	—	—	—	—	—	—	Развития конвекции не ожидается
≤ 25	≤ 16	>10	$\sim 1,5$	≥ 6	$< -22,5$	>4	$\sim 4,5$	Слабый ливневый дождь, возможна гроза или сухая гроза
≤ 20	≤ 14 (≤ 6)	>20	$\sim 1,5$	>5	$-22,5 < T < -10$	≥ 3 (>1)	$>3,5$	Ливневый дождь без гроз
≤ 20	≤ 14	>30	$\sim 1,5$	≥ 8	$< -22,5$	≥ 3	$>6,5$	Ливневый дождь, местами грозы
<16	~ 10	$>60-100$	$1,5 > h > 1,0$	>8	$< -22,5$	≥ 3	$\geq 7,5$	Сильный ливневый дождь и гроза
~ 16	~ 10	—	$1,5 > h > 1,0$	>8	$< -22,5$	≥ 3 , но $\Delta T_{\max} > 4$	$\geq 7,5$	Грозы

Примечание. В скобках в графе 2 указаны значения $(T - T_d)_h$, если этот параметр берется вместо $(T_{\max} - T_d)_z$; в графе 7 — соответствующие значения $\Delta \bar{T}$.

При выполнении всех этих условий рассчитывается функция по формуле

$$u = 0,4(T' - T)_{600} - 0,05(T - T_d)_{500} + 0,4\Delta p_0 - 0,07|\Delta \bar{v}|_{700}^{300}, \quad (14.3.15)$$

где $(T' - T)_{600}$ — разность на поверхности 600 гПа между температурой на кривой состояния и кривой стратификации; $(T - T_d)_{500}$ — дефицит точки росы на поверхности 500 гПа; Δp_0 — лапласиан приземного давления, рассчитывающийся по формуле

$$\Delta p_0 = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^8 p_i - 8p_0, \quad p_i \text{ — давление в гПа в 8 точках, равноудаленных друг от друга и отстоящих от центральной на 250 км, } p_0 \text{ —}$$

давление в гПа в центральной точке, совпадающей с пунктом, по которому дается прогноз; $|\Delta \bar{v}|_{700}^{300}$ — модуль векторной разности скорости ветра в м/с на поверхностях 700 и 300 гПа. В формуле (14.3.15) имеются в виду значения входящих в нее величин, ожидаемые в дневные часы (12—15 ч).

Если ожидается, что $u > 0$, то в прогнозе следует предусмотреть грозу в районе радиусом 25—50 км, а при $u > -0,5$ — в районе радиусом 100—150 км.

При $u \leq -3$ вероятность грозы мала, при $u \approx 0$ она составляет около 30 %, а при $u \geq 3$ — более 90 %. Независимо от значения u , гроза маловероятна, если $(T' - T)_{500} < -1^\circ\text{C}$ или $(T - T_d)_{700} > 10^\circ\text{C}$, или же $\tau_{700} > 50 \text{ гПа/12 ч}$.

В формулу (14.3.15) входят значения величин, определяемые, по возможности, с учетом всех факторов. При скорости ветра на поверхности 700 гПа $v \leq 12 \text{ м/с}$ и ожидаемой приземной температуре $\geq 20^\circ\text{C}$ допустимы некоторые упрощения в расчетах. Именно, траектории воздушных частиц на разных поверхностях, необходимые для снятия адвективных значений температуры и точки росы, строятся по данным о потоках лишь за исходный утренний срок. Значения τ для всех поверхностей от 850 до 300 гПа берутся равными их диагностическим значениям в начальной точке траектории на поверхности 700 гПа. Для этой же точки определяются значения Δp_0 и $|\Delta \bar{v}|_{700}^{300}$. С некоторой погрешностью упрощения допустимы и в других случаях.

Дискриминантная функция u (14.3.15) получена и испытана по данным наблюдений в центральной части ЕТС. Для других географических районов она может быть уточнена на местном материале.

Третий способ прогноза гроз заблаговременностью до 24 (30) ч используется при синоптическом положении, благоприятном для их развития (см. п. 14.3.1). В частности, для ночных гроз расчеты в этом способе производятся лишь в случаях ожидаемого прохождения через пункт (территорию) прогноза теплого фронта или окклюзии по типу теплого фронта.

По прогностическим кривым стратификации температуры и точки росы на аэрологической диаграмме определяются два параметра: вертикальная протяженность верхней части конвективного облака, расположенной в слое отрицательной температуры ($h_{сб, 0}$), и температура на вершине этого облака $T_{конв}$. Первый из них равен $h_{сб, 0} = H_{конв} - H_0$, где $H_{конв}$ — высота верхней части облака, H_0 — высота уровня, на котором температура равна 0°C .

При построении кривой состояния поправки на вовлечение не вводятся. Параметры рассчитываются на момент ожидаемого прохождения фронта, а в случаях внутримассовых гроз примерно на 15 ч местного времени.

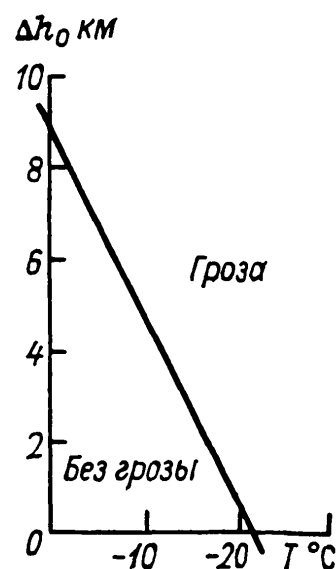


Рис. 14.3.6. График для прогноза грозы.

Возможность возникновения грозы в данном способе прогноза определяется по графику на рис. 14.3.6.

Четвертый способ прогноза гроз рекомендован к применению в горных районах СССР. В этом способе учитывается изменение состояния воздуха при его подъеме по наветренным склонам гор.

В данном способе по фактическим кривым стратификации температуры и точки росы за утренний срок от поверхности 900 гПа до поверхности 300 гПа предварительно отыскивается потенциально-неустойчивый слой (в котором псевдопотенциальная температура Θ_p с высотой понижается), затем рассчитываются следующие четыре параметра:

1) суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа $\sum_{850}^{500} (T - T_d)$. Если значение этого параметра менее 30°C , возможна гроза;

2) разность между псевдопотенциальной температурой воздуха на поверхности 500 гПа и на нижней границе указанного потенциально-неустойчивого слоя $\Delta\Theta_p = \Theta_{p, 500} - \Theta_{p, н}$. Если эта разность менее 3°C , возможна гроза;

3) разность между псевдопотенциальной температурой воздуха на нижней и верхней границе указанного слоя $\Delta\Theta_p$, выраженная в $^\circ\text{C}/100 \text{ гПа}$. Если она положительна, возможна гроза;

4) разность между дефицитом точки росы на поверхности 850 и 500 гПа $\Delta(T - T_d) = (T - T_d)_{850} - (T - T_d)_{500}$. Если эта разность положительна, возможна гроза.

Возможность грозы по сочетанию значений третьего и четвертого параметров определяется с помощью графика на рис. 14.3.7. Обеспеченность этого графика по Восточной Грузии составляет 91 %, по Западной Грузии — 86 %.

Для прогноза установлены следующие правила.

1. Грозу следует ожидать (предусмотреть в прогнозе), если все четыре параметра указывают на ее возможность.

2. Если три первых параметра указывают на возможность грозы, но четвертый параметр отрицателен (т. е. дефицит точки

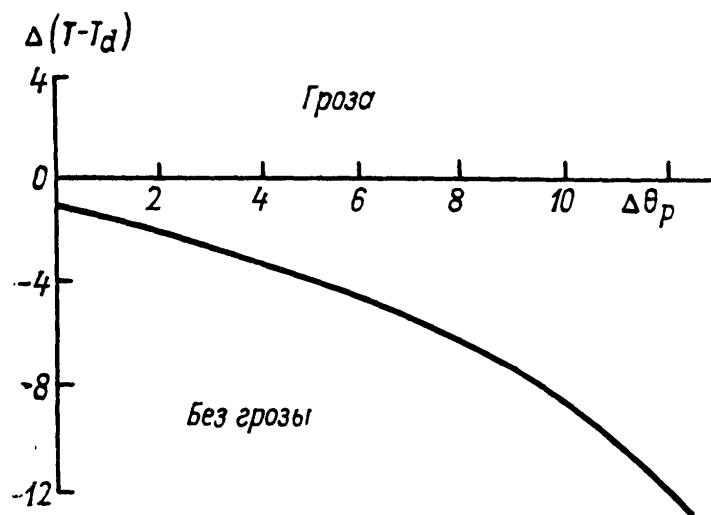


Рис. 14.3.7. График для прогноза грозы в горных районах.

росы увеличивается с высотой), то грозу следует ожидать или не ожидать в зависимости от того, в какой области на графике рис. 14.3.7 («гроза» или «без грозы») окажется точка, определяемая значениями параметров $\Delta\Theta_p$ и $\Delta(T - T_d)$.

3. Если второй, третий и четвертый параметры указывают на возможность грозы, а первый параметр на эту возможность не указывает, то грозу следует ожидать только в случаях, когда над пунктом прогноза располагается передняя часть барической ложбины на поверхности 700 или 500 гПа.

4. Грозу не следует ожидать, если второй и третий параметры не указывают на ее возможность.

Способ прогноза града на текущий день позволяет предусмотреть не только выпадение града, но и размеры градин у поверхности Земли. Данным способом прогнозируется лишь град, образовавшийся в так называемом влажном режиме; обычно такой град приносит ущерб народному хозяйству.

Параметры конвекции рассчитываются на момент ее максимального развития (при наличии фронта — на момент ожидаемого его прохождения). Используются либо данные утреннего зондирования атмосферы в пунктах прогноза за исходный срок (если наблюдается безоблачная погода, адвекция практически отсутствует и прохождения фронтов не ожидается), либо прогностические кривые стратификации температуры и точки росы, построенные обычным способом (когда ожидается прохождение фронтов или имеет

место адвекция). При использовании результатов фактического зондирования на бланке аэрологической диаграммы строятся кривые стратификации по данным о температуре и точке росы на поверхностях 925, 850, 700, 500, 300, 200 и 100 гПа и точки росы у поверхности Земли, которая берется с приземных карт погоды за срок, ближайший к сроку составления прогноза.

В данном способе прогноза отыскивается уровень конденсации при конвекции. Если средняя относительная влажность на поверхностях 850, 700 и 500 гПа равна или превышает 60 %, то уровень конденсации определяется по аэрологической диаграмме как точка пересечения изограммы, проведенной кверху от точки наибольшей влажности в пограничном слое, с кривой стратификации температуры. Если же средняя относительная влажность на поверхностях 850, 700 и 500 гПа меньше 60 %, то определяется среднее значение точки росы от поверхности Земли до поверхности 850 гПа; затем изограмма этого среднего значения проводится кверху до пересечения с кривой стратификации температуры. Чтобы определить необходимость дальнейших расчетов в указанных случаях следует от найденного уровня конденсации опуститься по сухой адиабате до уровня поверхности Земли и определить T' — температуру у поверхности Земли, при которой может развиваться конвекция. Если $T' > T_{\max}$ (где T_{\max} — прогнозируемая на день обычным синоптическим методом максимальная температура воздуха), то прогнозируется отсутствие конвекции и дальнейшие расчеты не производятся. Если $T' \leq T_{\max}$, то конвекция должна иметь место, поэтому следует провести расчет града.

В данном способе прогноза кривая состояния строится вдоль влажной адиабаты кверху, начиная с точки, соответствующей высоте уровня конденсации, но (в отличие от указанных выше способов прогноза осадков и гроз) взятой на кривой стратификации температуры.

Определяются следующие параметры:

p_1 — давление на уровне конденсации;

p_2 — давление на уровне верхней границы влажнонеустойчивого слоя, в котором $\gamma \geq \gamma_v$ (если слои с $\gamma \geq \gamma_v$ чередуются со слоями $\gamma < \gamma_v$, то при ожидаемом прохождении фронтов берется верхний слой, в котором $\gamma \geq \gamma_v$, а при их отсутствии — нижний слой, в котором $\gamma \geq \gamma_v$).

$\Delta T_{w_{\max}}$ — отклонение кривой состояния от кривой стратификации на этом же уровне;

$T_{w_{\max}}$ — температура на этом же уровне на кривой состояния;

H_0 — высота над поверхностью Земли уровня, на котором температура равна 0 °С.

По значениям p_1 и p_2 отыскивается в табл. 14.3.5 величина $\lg \frac{p_1}{p_2}$ и затем по значениям $\Delta T_{w_{\max}}$ и $\lg \frac{p_1}{p_2}$ на графике на рис. 14.3.8 определяется максимальная скорость конвективного потока в облаке (w_{\max}). Далее по значениям w_{\max} и $T_{w_{\max}}$ с помощью

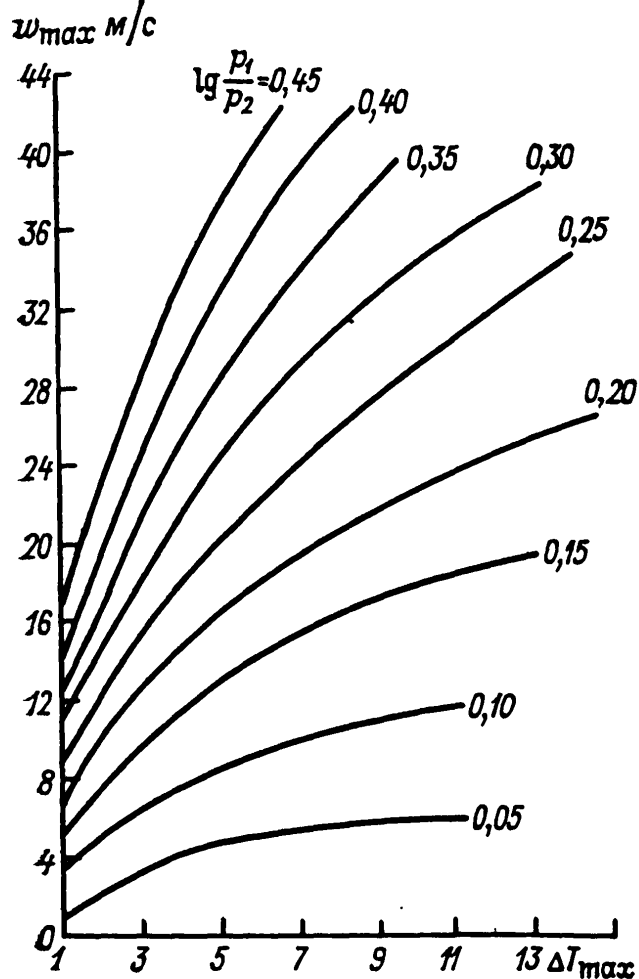


Рис. 14.3.8. График для определения максимальной скорости конвективного потока w_{\max} в облаках.

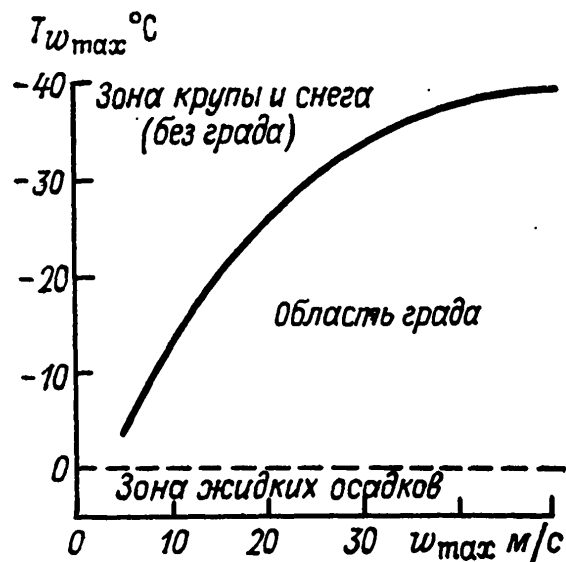


Рис. 14.3.9. Определение возможности образования града в зависимости от максимальной скорости восходящего потока w_{\max} и температуры воздуха $T_{w_{\max}}$ на этом уровне.

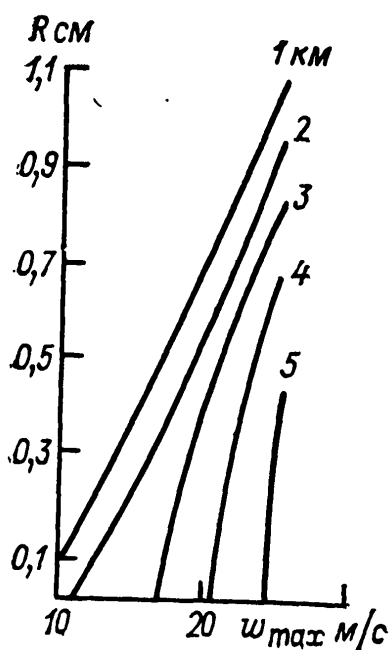


Рис. 14.3.10. График для определения размера градин с учетом таяния.

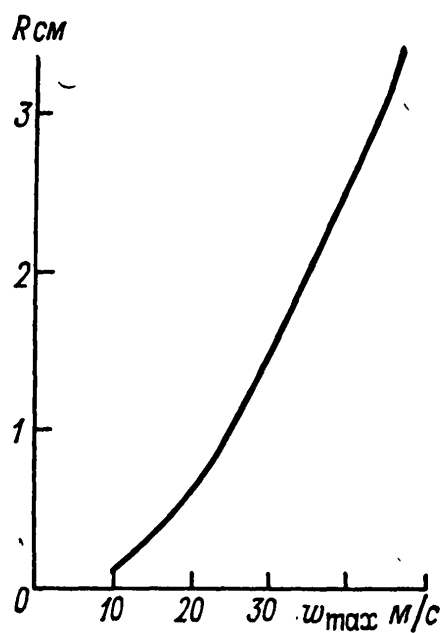


Рис. 14.3.11. График для определения размера градин без учета таяния.

графика на рис. 14.3.9 прогнозируется возможность образования града в облаке. Размер выпадающих градин определяется по значениям w_{\max} и H_0 на графике рис. 14.3.10, а при $w_{\max} \geq 25$ м/с и при прохождении через район прогноза обширной системы Сb, связанной с циклоном, с помощью графика рис. 14.3.11.

Выпадение града следует предусмотреть в прогнозе также в случаях, когда $H_0 < 2,5$ км, а точка, определяемая координатами w_{\max} и $T_{w_{\max}}$, на графике (см. рис. 14.3.9) оказывается в зоне крупы и снега.

14.4. Использование данных спутниковых и радиолокационных наблюдений для диагноза и прогноза осадков и гроз

Об использовании снимков с метеорологических спутников Земли (ИСЗ) и метеорологических радиолокаторов (МРЛ) в общих чертах было сказано в главах 5, 10, 13. Здесь приводятся дополнительные замечания к диагнозу и прогнозу зон осадков и гроз.

14.4.1. Использование спутниковых данных

При диагнозе осадков прежде всего следует помнить, что они выпадают в тех районах, где, судя по снимкам, располагается облачность кучево-дождевых (Сb) или слоистообразных (Ns—As) форм.

Анализ данных ИСЗ над Европейской территорией за пятилетний период дал следующие результаты. Вероятность выпадения осадков из облачных полос составила 80 %, из вихрей 87 %, из нерегулярных облачных систем — 87 %. Летом при сплошном покрове слоистообразных облаков (вихри, полосы, нерегулярные формы), либо кучевообразных облаков (полосы), либо слоистообразных облаков над кучевообразными (полосы, вихри, нерегулярные формы) преобладают обложные осадки. При несплошных системах кучевообразных (нерегулярных) облаков, слоистообразных над кучевообразными (полосы, вихри, закрытые ячейки, нерегулярные), слоистообразных (нерегулярных) преобладают ливневые осадки.

В результате сопоставления яркости облачных систем на снимках видимого (ТВ) и инфракрасного (ИК) диапазонов получены следующие прогностические правила:

1) дожди с небольшим количеством осадков выпадают там, где облачные системы одинаково ярки на ТВ и ИК снимках;

2) дожди почти всегда выпадают там, где нерегулярные облачные системы ярки на ТВ снимках, но имеют неравномерную яркость на ИК снимках (серые системы с очень светлыми клубками);

3) как правило, дожди не выпадают там, где облачные системы очень яркие на ИК снимках, но очень серы (или же невидимы) на ТВ снимках;

4) иногда дожди выпадают из тех нерегулярных облачных форм, которые очень яркие на ТВ снимках, но серы на ИК снимках.

Вероятность выпадения значительных осадков летом (>10 мм за 12 ч) на Европейской территории СССР составляет в облачных вихрях 80 %, облачных полосах 92 %, нерегулярных облачных системах 46 %, изолированных кучевообразных облаках 25 %. Зимой значительные осадки (>3 мм за 12 ч) возникают в начальной стадии формирования облачного вихря, когда облачная масса приобретает форму, характерную для начальной стадии циклогенеза. Эти осадки возникают почти одновременно (или даже несколько ранее) с появлением первой замкнутой изобары у поверхности Земли.

С циклоническими облачными вихрями обычно связаны зоны значительных осадков. Они возникают в начальной стадии развития циклона и сокращаются по площади по мере его заполнения. Если циклон движется с северной (южной) составляющей, то зона осадков расположена в северной половине облачного вихря (в центральной и южной частях вихря). Если вихревая структура облачности исчезает (сохраняется), то зона осадков еще долгое время сохраняется в тыловой части облачной массы (в головной части вихря).

На рис. 14.4.1 показано типичное положение зоны значительных осадков в облачных системах зимой.

При прогнозе на ближайшие сутки полезно сопоставлять яркость облачной системы на ИК-снимках за два последовательных срока. Если на более позднем снимке яркость оказалась большей (меньшей), чем на более раннем снимке, то вероятность выпадения осадков увеличивается (уменьшается).

В летнее время по утренним ТВ снимкам можно судить о вероятности осадков различного вида в ближайший день, вечер и ночь. При прогнозе на день и вечер прежде всего следует обращать внимание на наличие или отсутствие разрывов в облачной системе. В вечерние часы из облачных систем с разрывами выпадают преимущественно ливневые дожди, а из облачных сплошных систем в любое время суток — обложные. Облачная система нерегулярной формы из кучевообразных облаков без разрывов — единственная система, дающая днем с одинаковой вероятностью обложные и ливневые осадки, а вечером — преимущественно ливневые.

Ночью чаще выпадают обложные осадки, но в облачных системах нерегулярной формы и в облачных вихрях с разрывами заметна тенденция к появлению ливневых осадков.

При прогнозе значительных осадков следует иметь в виду малую изменчивость положения зоны этих осадков по отношению к облачной системе. Прогноз положения зоны значительных осадков сводится к прогнозу эволюции облачной системы и экстраполяции внутри этой системы уже имеющейся зоны осадков. Появ-

ление (исчезновение) облаков Сб является надежным признаком активизации (затухания) процесса осадкообразования.

После того, как дан прогноз эволюции облачной системы, на основании данных табл. 14.4.1 можно составить вероятностный про-



Рис. 14.4.1. Положение зоны значительных осадков (заштрихована) в развивающихся облачных вихрях циклонов, ныряющих (I), перемещающихся на ЕТС с Норвежского моря (II), района Великобритании (III), перемещающихся по северу ЕТС с Бискайского залива (IV), южных циклонов (V) и в разрушающихся вихрях (VI) и (VII).

гноз сохранения в ней зоны осадков. Местоположение этой зоны экстраполируется исходя из предположения, что в течение ближайших суток зона осадков будет распространяться примерно так же по отношению к облачной системе, как и раньше. Предлагается

Таблица 14.4.1

Повторяемость (%) выпадения дождя из облачных систем над Европейской территорией СССР летом

Вид облачной системы	Количество осадков, мм/12 ч		Без осадков
	≥ 10	< 10	
Вихри	80	18	2
Полосы	92	8	—
Нерегулярные облачные системы	46	27	27
Изолированные кучево-образные облака	25	33	42

следующий прием. На предшествующей карте осадков проводится изогипета 10 мм (зимой 3 мм) за 12 ч. Положение очерченной этой линией зоны осадков переносится на соответствующий по времени снимок облачного покрова, по которому и определяется та часть облачной системы, из которой выпадают значительные осадки. На последующем снимке проводится визуальный анализ изображений облачности с целью нахождения признаков, указывающих на сохранение (облачность уплотняется), либо на исчезновение (облачность разрывается) этой зоны осадков. При этом могут быть обнаружены новые участки значительных осадков. Анализ снимков проводится в тесной связи с анализом обычного аэросиноптического материала. В частности, такой анализ может выявить неодинаковые с высотой адвективные изменения температуры, способствующие неустойчивости стратификации в слое 850—500 гПа и возникновению конвекции с верхних уровней.

Значительные снегопады всегда связаны с вихревыми облачными системами, а вихревые облачные системы — со значительными снегопадами. Зоны значительных снегопадов возникают в самой начальной стадии развития циклонического облачного вихря, часто до появления замкнутой изобары у поверхности Земли, и сохраняются в течение всего периода существования циклона.

14.4.2. Использование радиолокационных данных

Радиолокационная сеть Госкомгидромета позволяет в любое время суток получить информацию, существенно дополняющую визуальные наблюдения.

Радиолокационная информация наиболее достоверна в «эффективном радиусе обнаружения», где с высокой степенью вероятности (90—100 %) обнаруживаются осадки, грозы, град. Летом эффективный радиус обнаружения составляет 150—200 км, зимой 50—90 км.

Одно из преимуществ радиолокационной информации по сравнению с наблюдениями метеостанций заключается в том, что она более эффективна ночью даже в случаях полной облачности нижнего яруса. Несмотря на это и некоторые другие преимущества, радиолокационный метод имеет следующие ограничения и недостатки.

1. Предельная дальность обнаружения облаков ограничивается дальностью прямой радиовидимости. Поэтому на расстояниях более 100 км не обнаруживаются облака, вершины которых лежат ниже линии радиогоризонта. По этой же причине на расстояниях более 100—120 км нельзя измерить интенсивность осадков.

2. Происходит потеря информации из-за ослабления радиоволн в облаках и осадках, особенно в тех зонах ливней и гроз, которые располагаются за зонами с большей интенсивностью отраженного сигнала.

3. Радиолокационная информация о формах облаков менее подробна, чем информация метеостанций. Так, в ближней зоне можно получить данные только об основных пяти видах облачности (по ярусам), а в дальней зоне — лишь о типе облачного поля.

4. Осадки (ливневые и обложные) и грозы распознаются в радиусе 150—200 км с вероятностью 70—90 %.

5. В холодное время года дальность обнаружения облаков уменьшается примерно вдвое, за исключением случаев интенсивного развития кучево-дождевой облачности.

6. Не обеспечивается определение нижней границы облаков, если их высота ниже 600 м и в случаях, когда из них выпадают осадки.

При радиолокационных наблюдениях определяются форма облаков (качественно) по вертикальному и горизонтальному распределению радиоэха, а также количественные характеристики — максимальная высота радиоэха (H_{\max}) и радиолокационная отражаемость ($\lg z$). При этом различают две зоны: ближнюю зону на расстоянии до 40 км и дальнюю зону на расстоянии от 40 до 300 км.

В обеих зонах определяются качественная картина радиоэха облаков, а также значения отражаемости на высоте 1000 м над поверхностью Земли ($\lg Z_1$), на уровне изотермы 0°C ($\lg Z_2$) и на уровне 2,0—2,5 км выше изотермы 0°C ($\lg Z_3$). В дальней зоне кроме того определяется распределение верхней границы радиоэха в радиусе обзора МРЛ.

С учетом этих характеристик в ближней зоне различают пять типов радиоэха облаков: радиоэхо слоистообразных облаков каждого яруса в отдельности, радиоэхо слоистообразных облаков большой вертикальной протяженности и радиоэхо кучевообразных облаков. В дальней зоне радиоэхо облаков подразделяется на три вида: радиоэхо слоистообразных облаков (РСО), радиоэхо кучевообразных облаков (РКО) и радиоэхо кучевообразных и слоистообразных облаков (РКСО).

РКО может наблюдаться в виде сплошной (или несплошной) полосы или отдельного изолированного очага, РКСО может вклю-

чать любую из разновидностей РСО и РКСО кроме РСО приподнятого.

В зависимости от сопутствующих явлений погоды обнаруживаемые МРЛ облака подразделяются на три группы.

1. Градоопасные облака и грозовые облака с градом. Сюда относятся кучево-дождевые облака, сопровождающиеся грозовыми разрядами и в большинстве случаев выпадением града.

2. Грозоопасные облака и ливневый дождь с грозой. К этой группе относятся кучеводождевые облака в предгрозовой, грозовой и послегрозовой стадиях. В таких облаках наблюдаются интенсивные восходящие движения, повышенная турбулентность и высокая напряженность электрического поля. В момент радиолокационных наблюдений гроза визуально может и не отмечаться.

3. Негрозоопасные конвективные облака и ливни. Это мощные кучевые и кучево-дождевые облака, которые в процессе развития не достигают стадии грозового облака. Такие облака сопровождаются дождями различной интенсивности и продолжительности.

Радиолокатор не фиксирует грозовое электричество в кучево-дождевых облаках. Поэтому грозовые облака определяются по косвенным признакам. Усиление грозовой активности кучево-дождевого облака сопровождается увеличением размеров облака. Развитие облака происходит в связи с увеличением вертикальной скорости конвективного потока, приводящим к укрупнению капель. Это в свою очередь повышает его отражаемость ($\lg Z$), которая является одним из косвенных показателей грозовой активности и прямым образом зависит от размеров капель в облаке.

Наибольшие значения отражаемости имеют кучево-дождевые облака, содержащие град. Для распознавания градоопасных облаков используются однозначные критерии $\lg Z_{2,3} \geq 4,5$, что соответствует цифре 8 кода RADOB. Согласно табл. 14.4.2 цифре 8 соответствует значение $\lg Z > 3,9$. Поэтому для распознавания градоопасных облаков используют значение верхней границы радиоэхо, которая в градоопасных облаках на 2—3 км выше, чем в грозоопасных.

Таблица 14.4.2

Интенсивность осадков и значения $\lg Z_{\max}$ при различных цифрах кода RADOB

Цифра кода	Качественная оценка интенсивности осадков	$\lg Z_{\max}$	
		теплое полугодие	холодное полугодие
0	Очень слабая	$< -0,4$	$< -0,4$
2	Слабая	$-0,4, +1,1$	$-0,4, +1,1$
4	Умеренная	$1,2-2,7$	$1,2-2,7$
6	Сильная	$2,8-3,9$	$1,2-2,7$
8	Очень сильная	$> 3,9$	—
1	Не определена	—	—

Грозоопасные облака распознаются в основном по комплексному критерию грозоопасности $y = H_{\max} \lg Z$. При $y \geq 23$ грозы распознаются с вероятностью $\geq 90\%$. Если значение y заключено между 15 и 23, то вероятность гроз составляет 75—80 %, а при значениях y от 10 до 15 — только 30—70 %. При $6 < y < 10$ вероятность грозы составляет 10 %, хотя в 90 % случаев имеющиеся облака классифицируются как ливневые.

На расстоянии более 150 км не всегда представляется возможным измерить величину отражаемости $\lg Z_3$. В этих случаях наличие грозových очагов можно выявить по типу радиоэха облачного поля (РКО, РСО или РКСО) и по величине $\Delta H = H_{\max} - H_{-22^\circ\text{C}}$, где H_{\max} — максимальная высота радиоэха от облаков в рассматриваемом облачном поле, $H_{-22^\circ\text{C}}$ — высота изотермы -22°C . Проверка показала, что при $\Delta H > 5$ км практически во всех облачных полях РКО и РКСО наблюдаются грозы, при ΔH от 3 до 5 км равновероятны ливни с грозой и без грозы, а при значениях ΔH от 1 до 3 км грозовые очаги в облачном поле отсутствуют.

При анализе конвективных явлений целесообразно дополнительно учитывать высоты изотермических поверхностей -30 и -40°C (H_{-30} и H_{-40}) и высоту верхней границы облака H_{\max} . При $H_{\max} < H_{-30}$ в 82 % случаев наблюдаются ливни без гроз; при $H_{-40} > H_{\max} > H_{-30}$ в 87 % случаев наблюдаются грозы без града; при $H_{\max} > H_{-40}$ — в 77 % случаев наблюдается град.

Диагноз интенсивности и количества осадков

В тех случаях, когда по данным карт погоды отсутствуют сведения о количестве выпавших осадков и об их интенсивности в том или ином районе, для ориентировочного восполнения отсутствующих данных можно использовать информацию МРЛ. При этом качественное определение интенсивности осадков производится с помощью данных табл. 14.4.2 и основывается на использовании эмпирического соотношения между радиолокационной отражаемостью и интенсивностью осадков. Опыт показывает, что количество осадков, определенное таким образом, для дождей малой интенсивности, как правило, завышается, а для дождей высокой интенсивности занижается, что следует учитывать при использовании данных табл. 14.4.2. Также полезно учитывать эволюцию интенсивности осадков от срока к сроку. Если в течение полусуток МРЛ в одном и том же квадрате (ячейке) отмечал меняющуюся от срока к сроку интенсивность дождя, то о количестве выпавших осадков следует судить по максимальной интенсивности, отмеченной МРЛ. Если данные МРЛ указывают на очень сильные осадки в течение двух-трех сроков наблюдений подряд, то вероятность таких осадков в последующие сроки увеличится.

Количество осадков можно определить по типу радиоэха, а также по преобладающей и максимальной его высоте с помощью данных табл. 14.4.3.

Количество осадков в зависимости от типа и высоты радиоэха

Преобладающая картина распределения типов радиоэха	Преобладающая высота радиоэха, км	Максимальная высота радиоэха, км	Максимальное количество осадков за полусутки, мм
Изолированные очаги РКСО и РКО	4—5	7—10	3,0
Сочетание сплошных систем РКСО и РКО с изолированными	5—6	7	3,1—10,0
Сплошная система РКСО и сочетание РКО и РКСО	6—7	10	10,1—20,0
Сплошная система РКСО и РКО	9—10	12—14	20,1—30,0
То же	9—10	12—14	>30

Прогноз осадков, гроз и града основывается на использовании принципа перемещения этих явлений вместе с зоной радиоэха от облаков. Например, если ожидается, что эта зона переместится к пункту прогноза, а диагностически установлено, что в этой зоне вероятность грозы составляет 75—80 %, и нет тенденции к изменению радиолокационных характеристик облаков, то с такой же вероятностью следует ожидать грозу и в пункте прогноза.

Заблаговременность прогнозов, составляемых с использованием радиолокационной информации, может быть от 1 до 12 ч и зависит от объема информации, имеющейся в распоряжении синоптика при составлении прогноза погоды, от расстояния между зоной радиоэха и пунктом прогноза, а также от скорости перемещения радиоэха. Поэтому радиолокационная информация может служить лишь дополнением к синоптической, являясь вместе с нею исходным материалом для уточнения прогнозов погоды и составления предупреждений об опасных и особо опасных явлениях, связанных с кучево-дождевой облачностью.

В случаях, когда при составлении или уточнении прогноза на радиолокационной карте уже имеются очаги радиоэха, после анализа синоптического материала и радиолокационной карты определяется изменение характеристик радиоэха зон осадков (РОЗО) за последние 1—3 ч, скорость и направление его перемещения, затем предвычисляются время начала и продолжительность осадков и явлений.

Если ожидается развитие конвекции, а МРЛ еще не обнаруживает радиоэха, то следует производить уточнения прогноза по мере появления РОЗО (естественно, с меньшей заблаговременностью). В этом уточнении следует указывать явление, обнаруженное МРЛ, и тенденцию развития облачного поля.

Прогноз перемещения РОЗО при заблаговременности до 3 ч составляется путем экстраполяции фактического перемещения РОЗО

в предыдущий час. При большей заблаговременности используется зависимость РОЗО от ветра в свободной атмосфере. Чаше скорость перемещения РОЗО оказывается несколько меньше скорости ветра, а направление перемещения РОЗО хорошо согласуется с направлением ветра. Но при скорости ветра в свободной атмосфере менее 5 м/с скорость перемещения РОЗО практически не зависит от ветра. В этих случаях может происходить мнимое увеличение скорости перемещения передней границы РОЗО. В действительности же это увеличение скорости связано с быстрым ростом радиоэха по площади и с возникновением новых очагов. Такое явление получило название «эффект распространения».

При прогнозе перемещения радиоэха внутримассовых облаков и зон осадков следует учитывать следующие особенности. Радиоэхо облаков и зон осадков, сформированных в однородной воздушной массе, представляет собой обычно изолированные ячейки, площадью менее 50 км². Перемещение таких РОЗО в основном не согласуется с направлением и скоростью ветра в свободной атмосфере. Поэтому прогноз скорости и направления их движения можно составить с заблаговременностью только 1—3 ч — путем экстраполяции направления движения РОЗО в предыдущий час.

Для прогноза перемещения более крупных РОЗО — малой мезомасштабной площади (ММП), от 50 до 100 км², и большой мезомасштабной площади (БМП), от 100 до 1000 км², — можно использовать данные о ветре на высотах.

Направление перемещения РОЗО ММП и БМП хорошо согласуется с направлением ветра на поверхностях 700 и 500 гПа. При скорости ветра на этих поверхностях более 5 м/с и при условии $\frac{v_{500}}{v_{850}} \geq 2$, направление перемещения РОЗО БМП определяется по данным о ветре на поверхности 500 гПа, а ММП — по данным о ветре на поверхности 700 гПа. В первом случае для определения скорости перемещения радиоэха используются регрессионные формулы:

$$\begin{aligned} v_p &= 0,45v_{500} \quad \text{при } v_{500} \geq 20 \text{ м/с,} \\ v_p &= 0,6v_{500} \quad \text{при } v_{500} < 20 \text{ м/с,} \end{aligned} \quad (14.4.1)$$

во втором случае (ММП):

$$\begin{aligned} v_p &= 0,97v_{700} \quad \text{при } v_{700} > 10 \text{ м/с,} \\ v_p &= 1,35v_{700} \quad \text{при } v_{700} \leq 10 \text{ м/с.} \end{aligned} \quad (14.4.2)$$

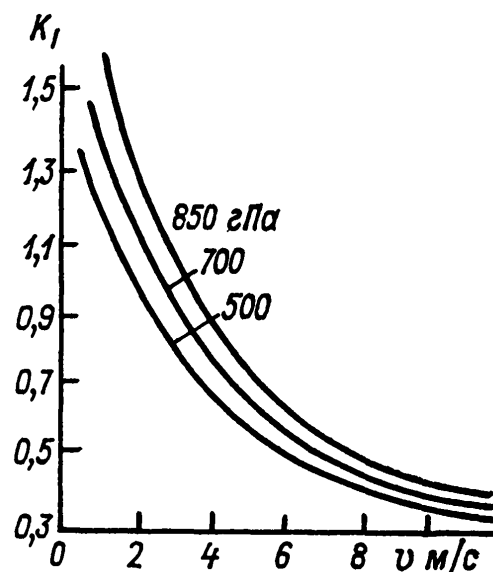
При скорости ветра 5 м/с и при $\frac{v_{500}}{v_{700}} \leq 1$ направление перемещения радиоэха отклоняется в ту или другую сторону от направления ветра на поверхности 500 или 700 гПа более чем на 45°. В этих случаях проявляется упомянутый «эффект распространения».

Для прогноза перемещения фронтальных зон облачности и осадков, которое в основном совпадает с направлением ветра в свобод-

ной атмосфере, предложено несколько способов. Здесь укажем два из них.

В первом способе скорость перемещения РОЗО определяется в зависимости от ветра на изобарической поверхности 850 гПа (при высоте верхней границы радиоэха до 6 км), на поверхности 700 гПа (при высоте верхней границы РОЗО от 6 до 7 км) и на поверхности 500 гПа (при высоте верхней границы РОЗО более 7 км). Скорость ветра на соответствующей поверхности умножается на некоторый коэффициент, который определяется по графику (рис. 14.4.2), построенному для случаев, когда фронтальная гряда располагается в потоках, близких к параллельным. Если же фронтальная гряда расположена примерно под прямым углом

Рис. 14.4.2. График для определения коэффициента K_I .



к потоку, то скорость ветра на поверхностях 850, 700 и 500 гПа умножается соответственно на 1,0, 0,8 и 0,6. Перемещение фронтальной гряды, параллельной направлению потока, соответствует скорости перемещения фронта. Скорость перемещения наиболее интенсивных участков этой гряды является средней между фактической скоростью перемещения фронта у поверхности Земли и скоростью потока над ними на поверхности 700 гПа.

Направление перемещения фронтальных РОЗО в основном согласуется с направлением ветра на поверхностях 850—500 гПа и отклоняется от него в сторону теплого влажного воздуха в нижнем слое тропосферы (до поверхности 850 гПа) на угол около 25° . Угол отклонения уменьшается с увеличением скорости ветра в свободной атмосфере.

Второй способ прогноза скорости перемещения РОЗО применяется в случае отдельных мезомасштабных ячеек радиоэха и учитывает эффект распространения. Если направление перемещения зоны радиоэха, совпадающее с нормалью к ее передней кромке, отличается от направления движения отдельных ячеек этой зоны, то для прогноза скорости перемещения этих ячеек рекомендуется использовать соотношение

$$u = v_p \cos \alpha + a,$$

где v_p — скорость перемещения данной мезомасштабной зоны радиоэха, определенная по данным МРЛ; α — угол между вектором v_p и направлением движения ячейки радиоэха; a — составляющая, вызванная эффектом распространения.

Величина a отражает появление новых мезомасштабных зон (ячеек) конвективной облачности впереди имеющейся полосы радиоэха, т. е. эволюцию облачного поля и осадков, следовательно, процесс обострения фронта. Величина a определяется приближенно из соотношения $a = \frac{L_a}{t_a}$, где L_a — расстояние между положением передней кромки ячеек радиоэха (по направлению их движения) в два последовательных срока наблюдения, t_a — промежуток времени между сроками наблюдений.

Прогноз времени начала, окончания и продолжительности явлений

Для прогноза времени начала явлений по данным одного МРЛ, когда радиоэхо уже наблюдается на экране радиолокатора, необходимо определить расстояние S_n от пункта прогноза до передней границы радиоэха. Расчет времени начала явления t_n производится по формуле

$$t_n = \frac{S_n}{v_n} + t_0,$$

где t_0 — время наблюдения, v_n — скорость перемещения передней кромки радиоэха.

Продолжительность и время окончания явления определяются только в тех случаях, когда имеется возможность определить тыловую границу РОЗО. Тогда время окончания явления (t_k) определяется по формуле

$$t_k = \frac{S_T}{v_T},$$

где S_T — расстояние от пункта прогноза до тыловой границы радиоэха, v_T — скорость ее перемещения.

При наличии комплексных радиолокационных карт возможно использование информации МРЛ для прогноза с заблаговременностью 12 ч. В этих случаях время начала и окончания явления определяются также по указанным выше формулам. Величины S_n , S_T определяются по комплексным картам. Для прогноза необходимо определить район, откуда будет осуществляться перенос воздушной массы. На проанализированную комплексную карту наносят ожидаемые траектории воздушных частиц на поверхностях 850, 700 и 500 гПа, начальные точки которых и будут относиться к этому району. Для этого района определяется тенденция изменения облачного поля ($\lg Z$, $S_T - S_n$), которое может оказывать влияние на погоду в пункте прогноза в зависимости от ожидаемой эволюции барического поля у поверхности Земли и на высотах.

В рассматриваемом способе прогноза фронтальных ливневых осадков на текущий день заблаговременностью 12 ч используются совместно данные наблюдений МРЛ и ИСЗ и карты барической топографии. Он позволяет предвычислить время начала, продолжительность и количество осадков в летние месяцы в тех случаях, когда конвективные облака и ливневые осадки уже возникли, в момент составления прогноза они (на расстоянии до 1000 км от пункта прогноза) отмечаются и ожидается их перемещение к пункту прогноза в ближайшие 12 ч. Имеется в виду максимальное количество осадков по территории радиусом примерно 100 км. Расчет основан на эмпирической зависимости количества осадков от произведения $H_{\max} \lg Z_{\max}$ (H_{\max} — максимальная высота радиоэха, Z_{\max} — максимальная радиолокационная отражаемость) и размеров облачной системы, определяемой по данным наблюдений с ИСЗ.

Исходными данными для составления прогноза являются:

- 1) снимки облачности с ИСЗ за утренний срок текущих суток или вечерний срок наблюдений предыдущих суток;
- 2) карты AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} и AT_{300} за 3 ч;
- 3) карты сети МРЛ за 15, 18, 21 ч предыдущих суток и 3 ч текущих суток в масштабе 1:15 000 000. Информация с сети МРЛ наносится на карту по квадратам размером 120×120 км.

Время начала выпадения осадков в пункте рассчитывается по формуле

$$t_n = t_0 + \frac{S}{v}, \quad (14.4.3)$$

где t_0 — срок наблюдения МРЛ (ч), по данным которого рассчитывается скорость перемещения облачности; S — расстояние (км) от пункта прогноза до перемещающейся к нему точки переднего края системы радиоэха облаков; v — скорость перемещения облачности (км/ч).

Скорость и направление перемещения системы облаков определяются по данным о ветре на различных уровнях атмосферы в зависимости от значения максимальной верхней границы радиоэха H_{\max} и от изменения скорости ветра с высотой в слое между поверхностями 850 и 500 гПа.

Если $H_{\max} < 9$ км, а ветер в этом слое изменяется менее чем на 30° по направлению или менее чем на 10 м/с по скорости, то скорость перемещения облачной системы принимается равной средней скорости ветра в указанном слое от пункта прогноза до передней границы облачной системы, а направление перемещения облачной системы принимается равным среднему направлению ветра в этом слое. При изменении же ветра с высотой в слое 850—500 гПа более чем на 30° по направлению или более чем на 10 м/с по скорости перемещение облаков определяется по скорости ветра на поверхности 500 гПа. Если $H_{\max} > 9$ км, изменение ветра с высотой

не учитывается. При $9 \text{ км} \leq H_{\text{max}} < 11 \text{ км}$ облака перемещаются в направлении и со скоростью ветра на поверхности 500 гПа, а при $H_{\text{max}} \geq 11 \text{ км}$ — в направлении и со скоростью среднего ветра в слое между поверхностями 500 и 300 гПа.

Указанный способ расчета перемещения облачной системы применим к облачным системам молодых циклонов и фронтов, линия которых ориентирована примерно перпендикулярно к изогипсам AT_{500} , а также к внутримассовой облачности. Перемещение же облачных систем окклюдированных циклонов и малоподвижных фронтов, линия которых ориентирована примерно параллельно изогипсам AT_{500} , а также фронтов, находящихся на южной или запад-

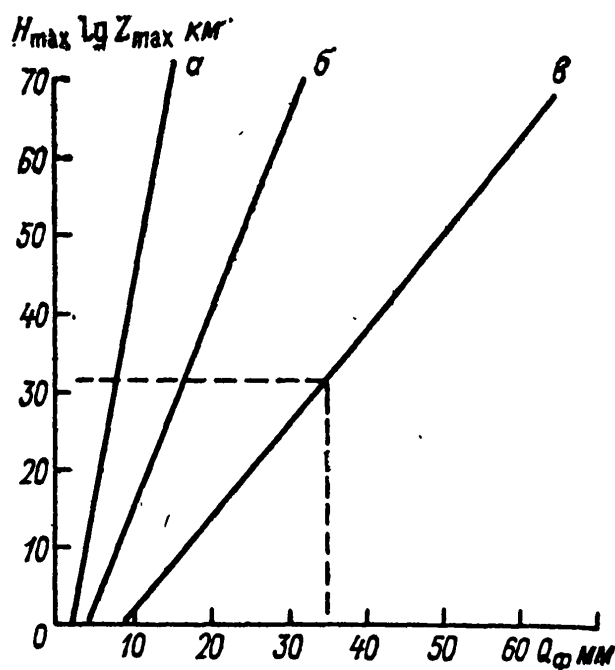


Рис. 14.4.3. График для расчета количества осадков $Q_{\text{ф}}$ мм по параметру $H_{\text{max}} \lg Z_{\text{max}}$ для облачных систем с $L < 150 \text{ км}$ (а), $150 < L < 400 \text{ км}$ (б) и $L \geq 400 \text{ км}$ (в).

ной периферии антициклона, определяется общепринятыми правилами.

Продолжительность выпадения осадков в пункте рассчитывается по формуле

$$\Delta t = \frac{\Delta L}{v}, \quad (14.4.4)$$

где ΔL — горизонтальная протяженность (км) перемещающегося к пункту прогноза участка зоны осадков, определенная по данным МРЛ.

Для расчета количества осадков используется график на рис. 14.4.3. Предварительно определяются значения величин L , H_{max} , $\lg Z_{\text{max}}$, затем произведение $H_{\text{max}} \lg Z_{\text{max}}$. По найденным значениям L и $H_{\text{max}} \lg Z_{\text{max}}$ по графику определяется количество осадков.

Величина L — горизонтальная протяженность перемещающегося к пункту прогноза участка зоны облаков S_b — находится по данным ИК снимка с ИСЗ за срок, ближайший к сроку наблюдения МРЛ, по которому определены параметры радиоэха H_{max} и $\lg Z_{\text{max}}$. Параметр H_{max} определяется на карте данных МРЛ по цифре

Значения $\lg Z_{\max}$ при различной интенсивности явления на карте МРЛ

Интенсивность явления	$\lg Z_{\max}$	Примечания
2	1,1	По данным карты МРЛ грозы отсутствуют Индекс интенсивности у символа грозы Рассчитанное количество осадков определяется с погрешностью $\pm 25\%$ То же
4	1,6	
	2,7	
6	3,5	
8	4,0	

перед символом явления, значение $\lg Z_{\max}$ — по индексу у символа явления с помощью табл. 14.4.4.

При вычислении произведения $H_{\max} \lg Z_{\max}$ учитывается ожидаемое на день отклонение вертикального градиента температуры от влажноадиабатического в слое 850—500 гПа.

Если ожидается, что (по данным МРЛ за 3 ч) зона радиоэха переместится к пункту прогноза и в слое 850—500 гПа будет $\gamma > \gamma_{\text{в}}$, то значения H_{\max} и $\lg Z_{\max}$ берутся наибольшими из наблюдаемых в 15, 18 и 21 ч предыдущих суток на участке облачности, который будет проходить через пункт прогноза от 9 до 21 ч текущего дня. Если радиоэхо за указанные предыдущие сроки отсутствует, то для прогноза берутся значения H_{\max} и $\lg Z_{\max}$ за 3 ч текущих суток; тогда найденное значение произведения $H_{\max} \lg Z_{\max}$ умножается на 1,3 и затем пользуются графиком на рис. 14.4.3. Если ожидается, что в слое 850—500 гПа будет $\gamma \leq \gamma_{\text{в}}$, значения H_{\max} и $\lg Z_{\max}$ определяются по данным лишь за 3 ч текущих суток без умножения на 1,3. Если же по данным сети МРЛ за 3 ч радиоэха нет или оно есть, но его перемещения к пункту прогноза не ожидается, а в слое 850—500 гПа будет $\gamma < \gamma_{\text{в}}$, то дается прогноз «без осадков».

В качестве примера рассмотрим случай составления прогноза осадков по Москве на день 17 июня 1978 г.

Карты данных наблюдений сети МРЛ и карты барической топографии за 3 ч 17 июня 1978 г. (рис. 14.4.4) показывают, что на расстоянии 450 км к юго-западу от Москвы располагается зона осадков, которая может переместиться к Москве. Максимальная верхняя граница облаков в этой зоне 7 км; изменение скорости ветра с высотой в слое 500—850 гПа равно $20 - 5 = 15$ м/с. Поэтому перемещение облаков в данном примере определяется потоком на поверхности 500 гПа, осредненным вдоль пути перемещения облаков к Москве. Скорость ветра на поверхности 500 гПа в 3 ч 17 июня изменялась вдоль этого пути от 20 до 12 м/с, следовательно, скорость перемещения облаков равна $0,5(20 + 12) = 16$ м/с ≈ 58 км/ч.

Согласно формуле (14.4.3), время начала выпадения осадков в Москве, совпадающее со временем подхода к ней обнаруженной гряды облаков, равно

$$t_n = 3 + \frac{450}{58} = 10,8 \text{ ч} = 10 \text{ ч } 48 \text{ мин.}$$

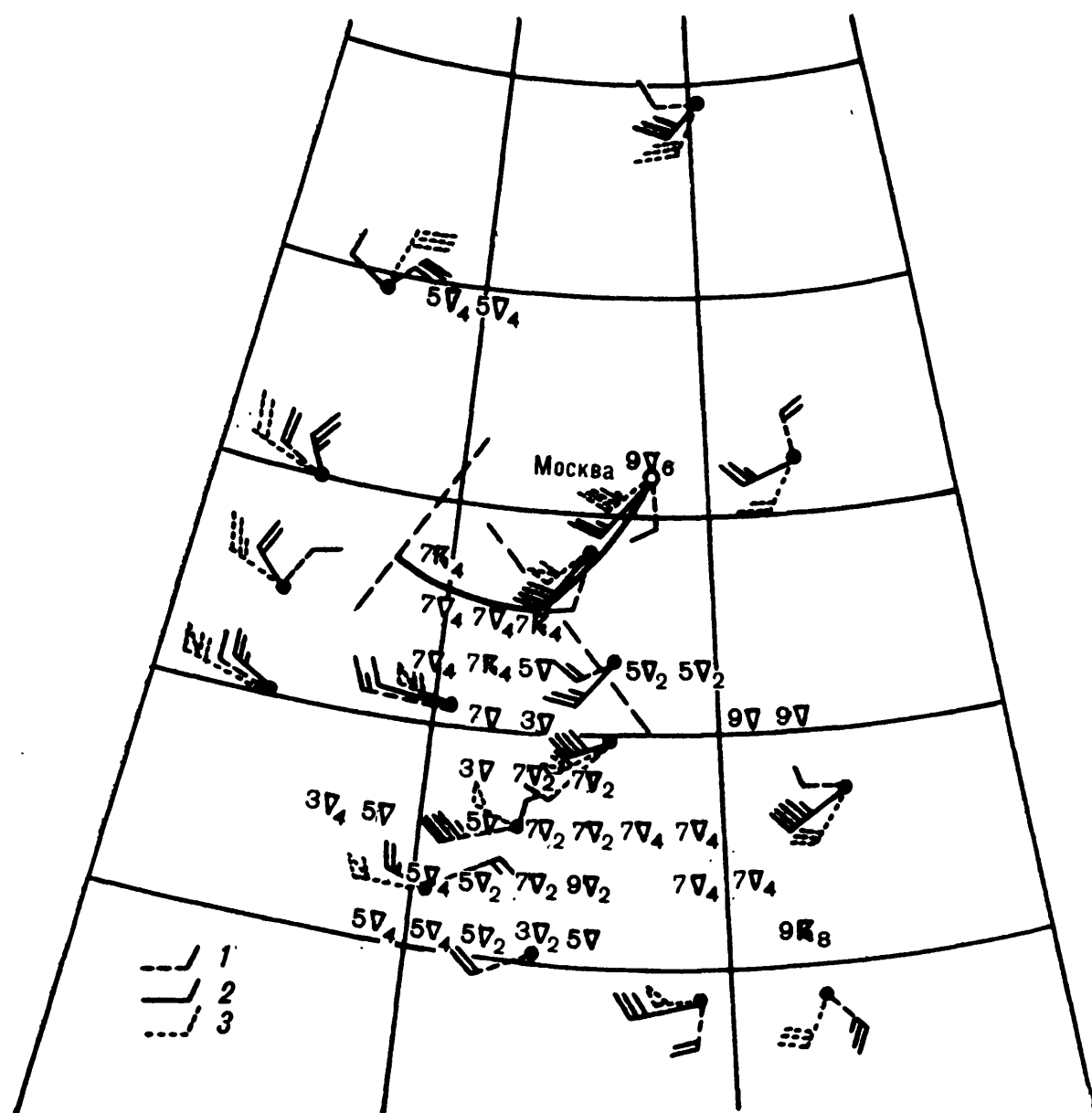


Рис. 14.4.4. Карта данных наблюдений сети МРЛ в 3 ч (масштаб 1 : 15 000 000) с данными о ветре, нанесенными с карт барической топографии 850 гПа (1), 500 гПа (2) и 300 гПа (3) за 3 ч 17 июня 1978 г.

Цифра перед символом явления — верхняя граница облаков, индекс — интенсивность явления.

Затем определяем ожидаемые значения параметров H_{\max} и $\lg Z_{\max}$. По значениям адвективной температуры на поверхности 850 гПа (3°C) и на поверхности 500 гПа (-24°C) на бланке аэрологической диаграммы определяем, что в слое 850—500 гПа $\gamma > \gamma_v$. Поэтому проводим сравнение данных наблюдений сети МРЛ в 15 (рис. 14.4.5), 18 и 21 ч предыдущих суток. Это сравнение показало, что в облачности, перемещающейся к Москве, в 15 ч предыдущих суток значения H_{\max} и $\lg Z_{\max}$ были выше, чем в 18

и 21 ч (на карте см. 9 \leq 6). Судя по карте $H_{\max}=9$ км, а величину $\lg Z_{\max}$ определяем из табл. 14.4.4 по значению интенсивности у символа явления (цифра кода 6, а $\lg Z_{\max}=3,5$). Найдем $H_{\max} \lg Z_{\max}=9 \cdot 3,5=31,5$. Далее рассчитываем максимальное ко-

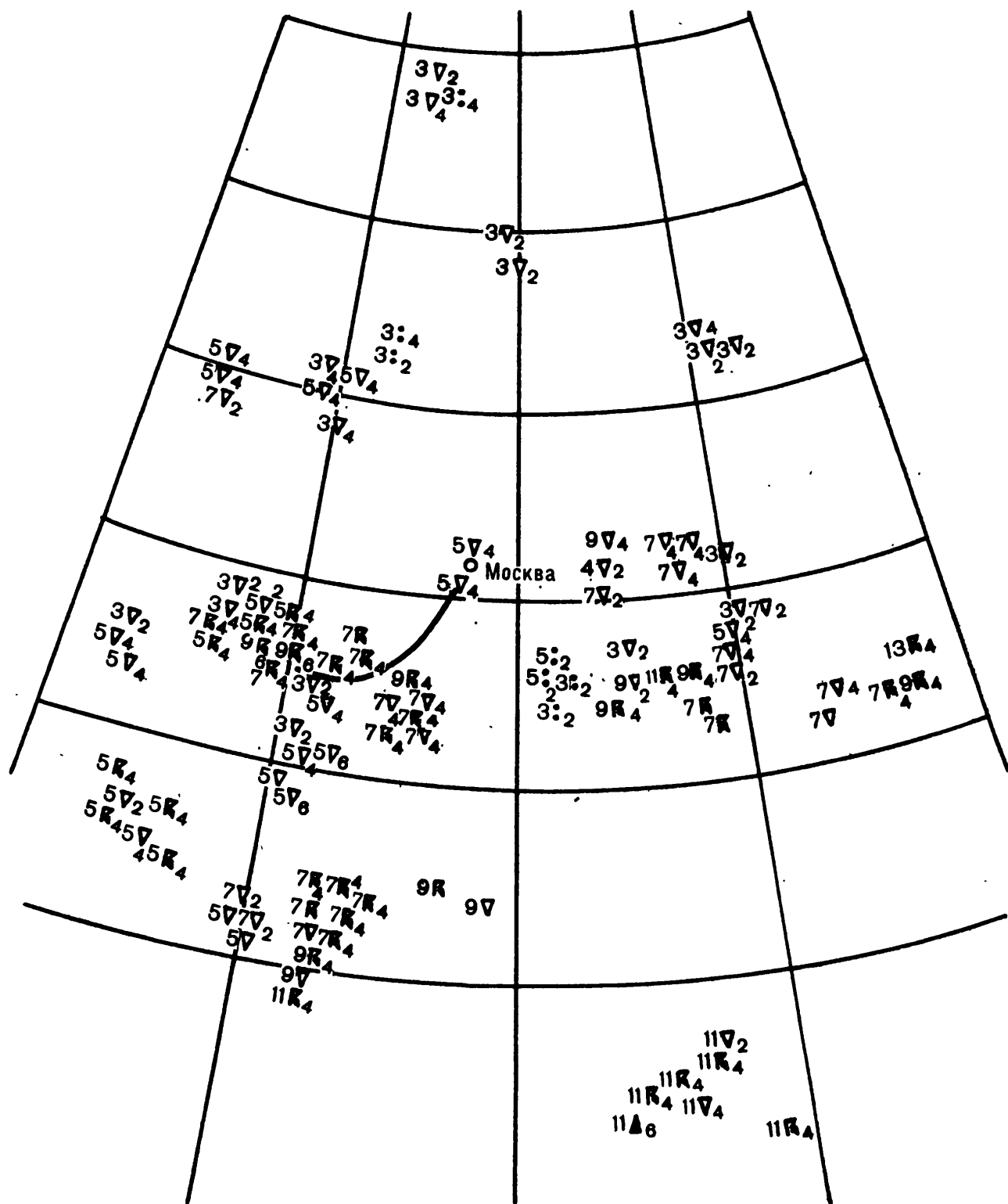


Рис. 14.4.5. Карта данных наблюдений сети МРЛ в 15 ч мск 16 июня 1978 г.

личество и продолжительность осадков на текущий день. По данным снимка облачности с ИСЗ за срок, ближайший к сроку наблюдений МРЛ, по которому были найдены значения H_{\max} и $\lg Z_{\max}$, определяем горизонтальную протяженность (L) скоплений облаков C_b вдоль траектории перемещения облака в направлении к Москве. В данном случае, используя снимок облачности с ИСЗ

(ИК информация) в 20 ч 28 мин 16 июня (рис. 14.4.6), найдем $L > 400$ км.

По значениям $H_{\max} \lg Z_{\max} = 31,5$ и $L > 400$ км с помощью графика на рис. 14.4.3 определяем, что днем в Москве должно выпасть

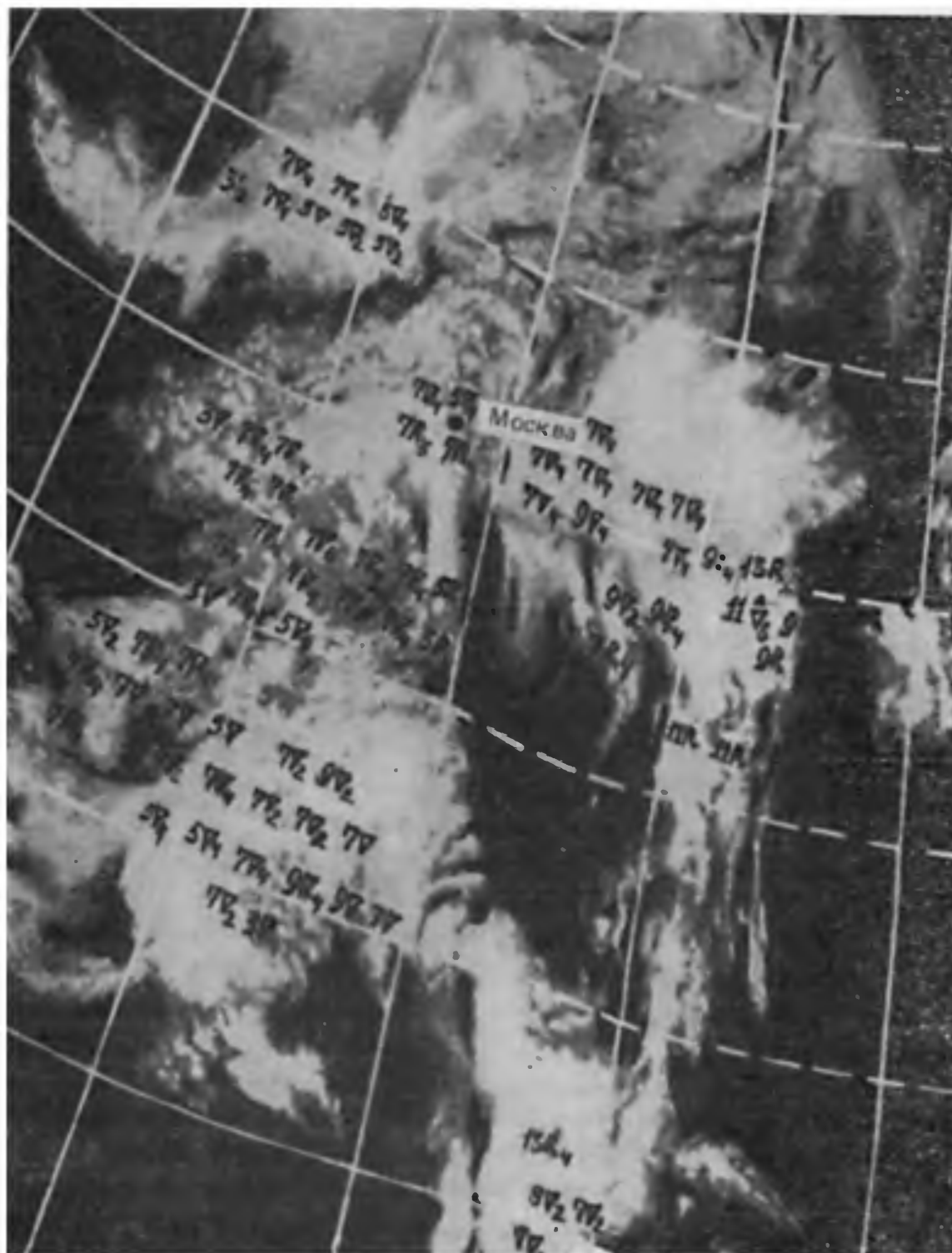


Рис. 14.4.6. Снимок облачности с ИСЗ в 20 ч 28 мин с данными наблюдений МРЛ в 21 ч 16 июня 1978 г.

35 мм осадков. Продолжительность выпадения осадков Δt рассчитывается по данным сети МРЛ в 15 ч 16 июня, когда развитие облака достигало максимальной интенсивности. По данным ИСЗ облака C_b примыкают друг к другу, составляя как бы непрерывную зону осадков. Проведя к Москве прямую линию по направле-

нию перемещения зоны осадков по данным сети МРЛ, пересекающую эту зону, найдем расстояние ΔL между ее передней и тыловой границей $\Delta L \approx 600$ км. Тогда при $v = 58$ км/ч продолжительность осадков равна $\frac{600}{58} = 10,3$ ч = 10 ч 18 мин.

Фактически с 9 до 21 ч 17 июня 1978 г. в радиусе 100 км от Москвы выпали осадки в количестве до 31,8 мм.

14.4.4. Использование данных МРЛ и ИСЗ в расчетном способе прогноза града

Применение указанного выше расчетного способа прогноза града (см. п. 14.3.4) при наличии данных МРЛ и ИСЗ можно распространить на следующие случаи:

а) при использовании данных зондирования атмосферы в пункте прогноза за исходный срок, если в момент составления прогноза над пунктом или в районе радиусом до 50 км по данным одного МРЛ наблюдаются отдельные очаги радиоэха или очаги радиоэха в радиусе 100 км перемещаются в сторону пункта прогноза;

б) при использовании данных зондирования атмосферы в пункте прогноза за исходный срок, если по данным снимка с ИСЗ в радиусе 100 км от пункта прогноза находится малоподвижная крупномасштабная облачная система со скоплениями Сб;

в) при использовании прогностических кривых стратификации температуры и точки росы, если через район прогноза ожидается прохождение фронтального раздела с облачной системой, обнаруживаемой на снимке с ИСЗ (кривые стратификации строятся на момент прохождения этой системы). Возможность прохождения облачной системы через район прогноза определяется по снимку с ИСЗ за утренний срок, а также по картам МРЛ, приземным и высотным картам.

Во всех этих случаях уровень конденсации определяется на бланке аэрологической диаграммы как точка пересечения изограммы, проведенной кверху от точки с наибольшей влажностью в пограничном слое, с кривой стратификации температуры. Если эта точка пересечения окажется ниже поверхности 850 гПа, то уровень конденсации определяется как точка пересечения указанной изограммы с сухой адиабатой, проходящей через точку на кривой стратификации температуры, соответствующую давлению 850 гПа.

При определении верхней границы влажнонеустойчивого слоя в случаях, когда слои с $\gamma \geq \gamma_v$ чередуются со слоями с $\gamma < \gamma_v$, берется верхний слой, в котором $\gamma \geq \gamma_v$.

Остальные расчеты и построения в данном способе прогноза при использовании данных МРЛ и ИСЗ выполняются так же, как и без их использования.

14.5. Численная синоптико-гидродинамическая схема краткосрочного прогноза количества осадков

В Гидрометцентре СССР в последние годы разработана и прошла оперативные испытания численная пятиуровневая синоптико-гидродинамическая схема прогноза количества обложных и ливневых осадков с заблаговременностью до 36 ч по территории Европы. Область прогноза осадков содержит 16×12 узлов прямоугольной сетки с шагом 300 км. В программе расчета на ЭВМ предусмотрена возможность изменения размеров и географического положения области прогноза путем перехода к переменным границам. Схема основана на использовании данных автоматизированной системы сбора и обработки исходной метеорологической информации. Предполагается, что к моменту начала счета прогноза осадков необходимая исходная информация по более широкой области размерами 7800×6600 км хранится в памяти машины, именно:

1) результаты объективного анализа (ОА) приземного давления (p), барических тенденций, температуры воздуха (T) и точки росы (T_d) у поверхности Земли за исходный срок наблюдений для узлов сетки с шагом 150 км;

2) результаты ОА геопотенциала (H), точки росы (T_d) на изобарических поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа¹ за исходный срок наблюдений для узлов сетки с шагом 300 км;

3) результаты синоптико-гидродинамического прогноза приземного давления и гидродинамического прогноза H_{850} , H_{700} , H_{500} , H_{300} с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч для узлов сетки с шагом 300 км.

В данной схеме предварительно вычисляются для узлов сетки с шагом 300 км по области прогноза осадков:

1) прогностические траектории воздушных частиц на поверхностях 1000, 850, 700, 500, 300 гПа и упорядоченные вертикальные движения (τ) в гПа/12 ч на поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч;

2) прогностическая температура T и точка росы T_d у поверхности Земли и на поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч.

Заключительный этап расчета на ЭВМ — синоптико-гидродинамический прогноз количества обложных и ливневых осадков, включая расчет параметров конвекции, производится отдельно для первых, вторых и третьих полусуток после исходного срока наблюдений.

Прогноз обложных осадков осуществляется по формуле А. Ф. Дюбюка, согласно которой определяется индивидуальное изменение массовой доли водяного пара с использованием результатов расчета прогностических траекторий воздушных частиц и упо-

¹ Исходные данные о температуре воздуха T на этих уровнях вычисляются в настоящее время с применением уравнения статики по данным ОА геопотенциала на 10 изобарических поверхностях от 1000 до 100 гПа.

рядоченных вертикальных движений, методика которых изложена в гл. 3 и 4 настоящего Руководства.

Прогноз ливневых осадков сводится к расчету их продолжительности, а также интенсивности как функции ряда параметров конвекции.

Методика прогноза обложных и ливневых осадков учитывает специфику механизма их образования. После расчета на ЭВМ ОА и прогноза указанных метеоэлементов для каждого узла сетки имеем прогностические данные о стратификации T и T_d с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч.

У поверхности Земли прогноз T и T_d дается с учетом адвекции, трансформации и суточного хода (см. гл. 11 и 12), на основных же изобарических поверхностях — дополнительно учитываются упорядоченные вертикальные движения и исключается суточный ход T и T_d . При этом уровни конденсации, на которых частицы воздуха при упорядоченном вертикальном подъеме с основных изобарических поверхностей достигают состояния насыщения, определяются по формулам:

$$h_k = \frac{100 (T - T_d)_p}{(\gamma_{сT_d} - \gamma_c)_p} \quad \text{при } T_p \geq 273 \text{ К},$$

$$h_k = \frac{100 (1,1T - T_d - 27,3)_p}{(\gamma_{сT_d} - \gamma_c)_p} \quad \text{при } T_p < 273 \text{ К}, \quad (14.5.1)$$

где h_k — превышение (гПа) уровня конденсации над данной изобарической поверхностью $p = \text{const}$; T и T_d — прогностические значения температуры воздуха и точки росы на этой поверхности (К); γ_c и $\gamma_{сT_d}$ — сухоадиабатические градиенты температуры воздуха и точки росы, выраженные в $^{\circ}\text{C}/100$ гПа.

Вычисление γ_c , $\lambda_{сT_d}$ а также влажноадиабатического градиента γ_v в $^{\circ}\text{C}/100$ гПа по значениям p и T производится по аппроксимационным формулам, имеющим общий вид:

$$\gamma = (a_i p^2 + b_i p + c_i) T + d_i p^3 + e_i p^2 + f_i p + k_i, \quad (14.5.2)$$

где p — давление (гПа); T — температура воздуха (К); a_i , b_i , c_i , d_i , e_i , k_i — постоянные коэффициенты, зависящие от i ($i=1, 2, 3$ соответствуют расчетам γ_c , $\gamma_{сT_d}$ и γ_v).

В случаях достижения состояния насыщения первоначально ненасыщенного водяным паром воздуха под действием восходящих вертикальных движений, для каждой основной изобарической поверхности 850, 700, 500 гПа определяются прогностические значения температуры (К) поднимающейся частицы воздуха на уровне конденсации (T_k) и на поверхности $(p + \tau)$, т. е. на верхней

границе последующего подъема по влажной адиабате (T_τ), по формулам:

$$\begin{aligned} T_k &= T + \gamma_c h_k, \\ T_{dk} &= T_d + \gamma_{cT_d} h_k, \\ T_\tau &= T_k + \gamma_b (\tau - h_k), \\ T_{d\tau} &= T_\tau. \end{aligned} \quad (14.5.3)$$

В системе координат x, y, p, t градиенты температуры и точки росы $\gamma_c, \gamma_{cT_d}, \gamma_b$ являются в большинстве случаев положительными величинами. При восходящих упорядоченных вертикальных движениях, согласно (14.5.1), уровень конденсации h_k является отрицательной величиной. Если воздух на рассматриваемой основной изобарической поверхности насыщен, т. е. $T_d = T$ и $h_k = 0$, то $T_k = T$ и подъем воздушной частицы осуществляется сразу по влажной адиабате, т. е. значение T_τ определяется по формуле

$$T_\tau = T_{d\tau} = T + \gamma_b \tau. \quad (14.5.4)$$

Подставляя поочередно вместо T в аппроксимационную формулу значения T_k и T_τ , полученные для данной изобарической поверхности, находим значения массовой доли водяного пара q_k и q_τ (в ‰), т. е. на уровне конденсации и на верхней границе упорядоченного подъема

$$q = a \Delta T^2 + b \Delta T + c, \quad (14.5.5)$$

где $\Delta T = T - 228 - 5p$ (в К); p — давление в сотнях гПа на уровне конденсации и на верхней границе упорядоченного подъема;

$$\begin{aligned} a &= 0,000075p^2 + 0,0001p + 0,003525, \\ b &= 0,0075p^2 - 0,055p + b_1, \\ c &= 0,1125p^2 - 0,85p + 3,0375, \\ b_1 &= 0,2575 \quad \text{при } -16^\circ\text{C} < \Delta T \leq 20^\circ\text{C}, \\ b_1 &= 0,2675 \quad \text{при } \Delta T \leq -16^\circ\text{C}. \end{aligned} \quad (14.5.6)$$

Приняты следующие ограничения при расчете q по формулам (14.5.5, 14.5.6): $p \geq 4$; $\Delta T \leq 20^\circ\text{C}$; $\Delta T \geq -16^\circ\text{C}$. Разность $(\Delta q)_p = (q_k - q_\tau)_p$, вычисленная отдельно для каждой из трех изобарических поверхностей ($p = 850, 700, 500$ гПа), представляет собою количество сконденсированной влаги в результате подъема воздушных частиц с соответствующей поверхности. Подставляя полученные значения $(\Delta q)_{850, 700, 500}$ в формулу (14.2.2), находим количество обложных осадков $Q_{\text{обл}}$ в мм за рассматриваемые первые, вторые или третьи полусутки после исходного срока¹.

¹ При этом используются прогностические упорядоченные вертикальные движения τ за последние 12 ч прогноза заблаговременностью 12, 24 и 36 ч (см. п. 14.2).

В случае, если воздух при наличии восходящих движений не достигает состояния насыщения ($|\tau| < |h_k|$) или наблюдаются нисходящие вертикальные движения ($\tau > 0$), определение T и T_d в конце подъема или опускания частицы производится по формулам:

$$\begin{aligned} T_\tau &= T + \gamma_c \tau, \\ T_{d_\tau} &= T_d + \gamma_{cT_d} \tau. \end{aligned} \quad (14.5.7)$$

При этом при нисходящих вертикальных движениях используются значения γ_c и γ_{cT_d} с некоторыми поправками.

Полученные значения T_τ и T_{d_τ} для всех основных изобарических поверхностей, включая 300 гПа, необходимы для последующих расчетов стратификаций T и T_d и ливневых осадков.

На ЭВМ реализован способ учета влияния облачности при прогнозе приземной температуры воздуха в зависимости от рассчитанных средних прогностических дефицитов точки росы на трех изобарических поверхностях в атмосфере $\bar{D}_{850, 700, 500}$.

В численной схеме при прогнозе ливневых осадков производится определение конвективно-неустойчивых слоев (КНС) в атмосфере, каждая частица которых обладает положительной энергией неустойчивости (предусмотрено нахождение до трех — I, II, III — таких слоев), а также вычисление ряда параметров конвекции: толщина КНС (m), средняя за 12-часовой интервал времени конвективная вертикальная скорость ($\bar{\omega}_k$), конвективная вертикальная скорость в кучево-дождевом облаке (ω_k), мощность конвекции (H_k) и др. В конечном счете вычисляется интенсивность ($I_{\text{л}}$) и продолжительность ($t_{\text{л}}$) ливней, а следовательно, и количество ливневых осадков ($Q_{\text{л}}$). Особенность расчета на ЭВМ конвективной вертикальной скорости ω_k в облаке по формуле (4.10.6) заключается в следующем. Величина $\ln \frac{p_0}{p}$ определяется по формуле

$$\ln \frac{p_0}{p} = \frac{H_k}{\bar{p}} \left(1 + 0,21 \frac{H_k}{800} \right), \quad (14.5.8)$$

где p_0 — давление на уровне конденсации, определяемом с середины каждого имеющегося КНС, p — давление на уровне конвекции каждого КНС; $H_k = p_0 - p$ — мощность конвекции; $\bar{p} = \frac{p_0 + p}{2}$.

При прогнозе стратификаций температуры воздуха и точки росы последние рассчитываются для каждого уровня p , кратного 50 гПа, путем логарифмической интерполяции значений T_τ и T_{d_τ} , полученных ранее для основных изобарических поверхностей (850, 700, 500, 300 гПа). Используется формула вида

$$T = \frac{T_1 (p + p_1) (p_2 - p) + T_2 (p + p_2) (p - p_1)}{2p (p_2 - p_1)}, \quad (14.5.9)$$

где p_1 , T_1 и p_2 , T_2 — давление и температура воздуха на уровнях выше и ниже интерполируемого. Формула (14.5.9) применяется также для получения интерполируемых значений точки росы (T_d).

Формула (14.3.5) для прогноза интенсивности ливневых осадков представляется в виде

$$I_{\text{л}} = 0,8 \cdot 10^{-6} \{ [(q_{\text{к}} - q_{\text{н}}) m H_{\text{к}} \bar{\omega}_{\text{к}}]_{\text{I}} + [(q_{\text{к}} - q_{\text{н}}) m H_{\text{к}} \bar{\omega}_{\text{к}}]_{\text{II}} + \\ + [(q_{\text{к}} - q_{\text{н}}) m H_{\text{к}} \bar{\omega}_{\text{к}}]_{\text{III}} \}, \quad (14.5.10)$$

где $I_{\text{л}}$ определяется в мм/ч; индексы I, II, III означают условные номера КНС; $q_{\text{к}}$ и $q_{\text{н}}$ — массовая доля водяного пара (‰) на уровне конденсации, определяемом с середины каждого из трех КНС, и на уровне конвекции каждого КНС. Коэффициент $0,8 \cdot 10^{-6}$

получен для $\bar{\rho} = 0,7 \cdot 10^{-3}$ г/см³, $m' = 10^3$ г, $H'_{\text{к}} = 9 \cdot 10^2$ гПа. Значения $q_{\text{к}}$ и $q_{\text{н}}$ определяются по формулам (14.5.5), (14.5.6).

Продолжительность ливневых осадков $t_{\text{л}}$ определяется по формуле

$$t_{\text{л}} = 7,2 \frac{L_{850-1000}}{L_{700} + L_{500}}, \quad (14.5.11)$$

где L_{700} , L_{500} , $L_{850-1000}$ — значения длины траекторий воздушных частиц, определяемые в относительных единицах на поверхностях 700, 500 гПа и для слоя (850—1000) гПа.

Прогноз количества ливневых осадков производится по формуле

$$Q = I_{\text{л}} t_{\text{л}}. \quad (14.5.12)$$

Дадим несколько замечаний к использованию численных синоптико-гидродинамических прогнозов осадков.

Эти прогнозы вычисляются по узлам прямоугольной сетки с шагом 300 км. Синоптику же требуется составлять прогноз по географическим пунктам, обычно не совпадающим с узлами сетки. Прогностическое количество осадков по пункту можно получить по данным численного прогноза в ближайших к пункту двух—четырех узлах сетки путем линейной интерполяции с учетом расстояния пункта от этих узлов. Если пункт расположен примерно на прямой, соединяющей два узла, то интерполяция проводится по данным лишь для этих двух узлов. Если пункт удален от какого-либо узла и не находится вблизи указанной прямой, проводится билинейная интерполяция по данным для четырех узлов (см. формулу (3.2.5)). Такая интерполяция применима к обложным осадкам и в некоторой степени — к ливневым.

Расчеты различных промежуточных величин и параметров в численной схеме ведутся с определенными пространственными шагами. Например, при расчете траекторий частиц скорость ветра определяется по разностям значений геопотенциала в точках, отстоящих друг от друга на 600 км, лапласианы ΔH при расчете τ вычисляются по значениям H в точках окружности радиусом

~420 км и т. д. Поэтому рассчитанное количество осадков по существу относится не строго к узлу, а представляет собой некоторое осредненное значение по площади, соизмеримой с шагом сетки, т. е. по территории радиусом примерно 150 км. Это подтверждается расчетами осадков по Москве, расположенной примерно на прямой между двумя узлами рассматриваемой сетки на одинаковом расстоянии от них. Среднее количество осадков для

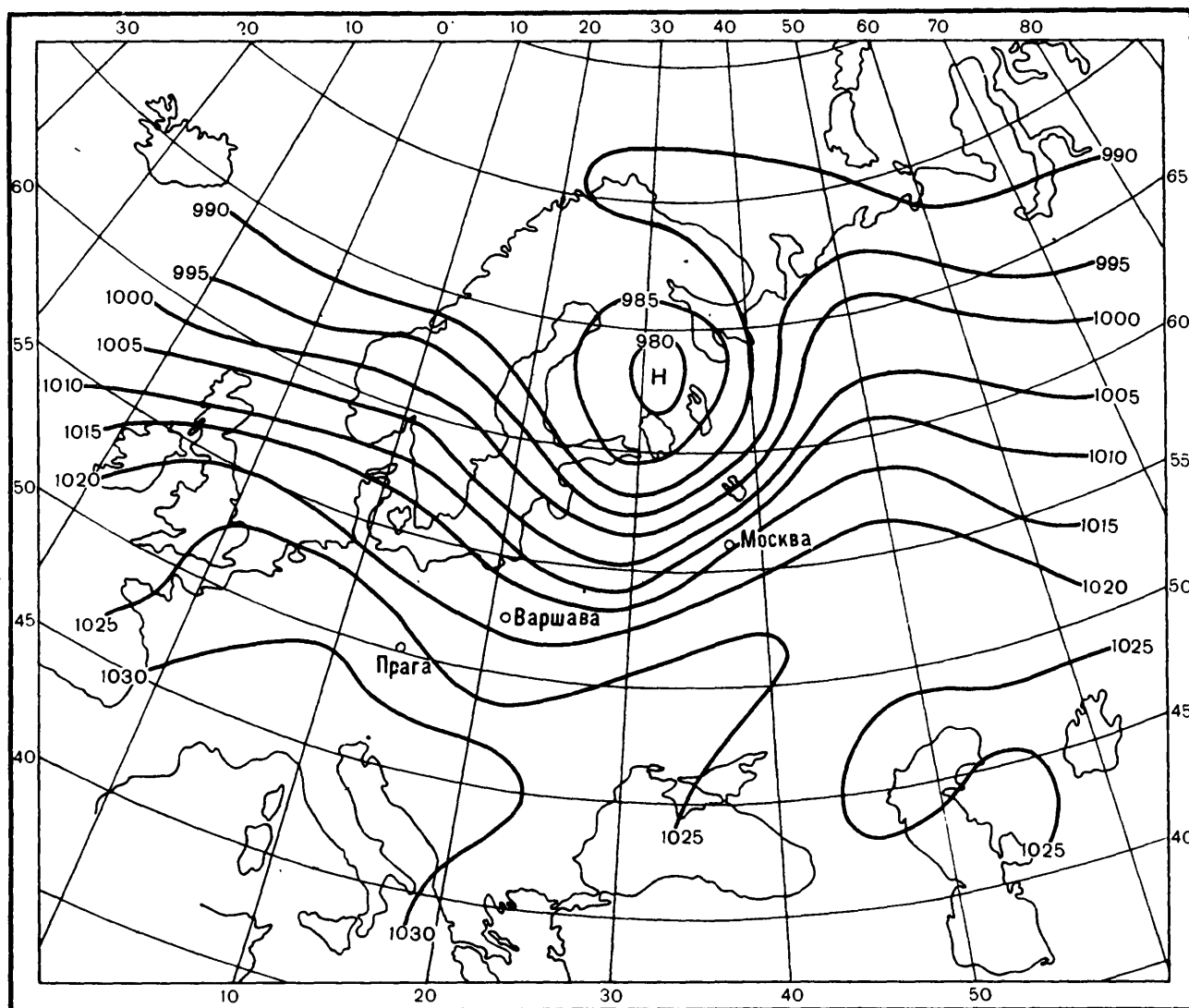


Рис. 14.5.1. Численный гидродинамический прогноз приземного барического поля на 3 ч 27 октября 1983 г. (заблаговременность 24 ч).

этих двух узлов, предвычисленное по данной численной схеме, лучше коррелирует со средним количеством фактических осадков в Московской области, чем со средним количеством фактических осадков на метеостанциях, расположенных в черте г. Москвы.

Действующее Наставление по службе прогнозов 1981 г. позволяет сформулировать результат численного прогноза количества осадков в терминологии синоптического прогноза. Поясним примером прогноза осадков для Москвы. Пусть суммарное (обложные и ливневые) количество осадков, полученное по численной схеме для вышеназванных двух узлов составило 4 и 2 мм за 12 ч, т. е. среднее количество осадков для Москвы равно 3 мм, что соответствует при прогнозе формулировке «небольшой дождь». Границей между двумя смежными градациями «небольшой дождь» и

«умеренный дождь» является величина 3,5 мм. Рассчитаем вероятность «умеренного дождя» в Москве: $p = \frac{4 - 3,5}{4 - 2} = 0,25$ (25 %).

Согласно Наставлению при прогнозе явления с пространственной вероятностью до 30 % используется термин «местами». Следовательно, в данном примере прогноз осадков в Москве формулируем: «дождь небольшой, местами умеренный». Если в этом же

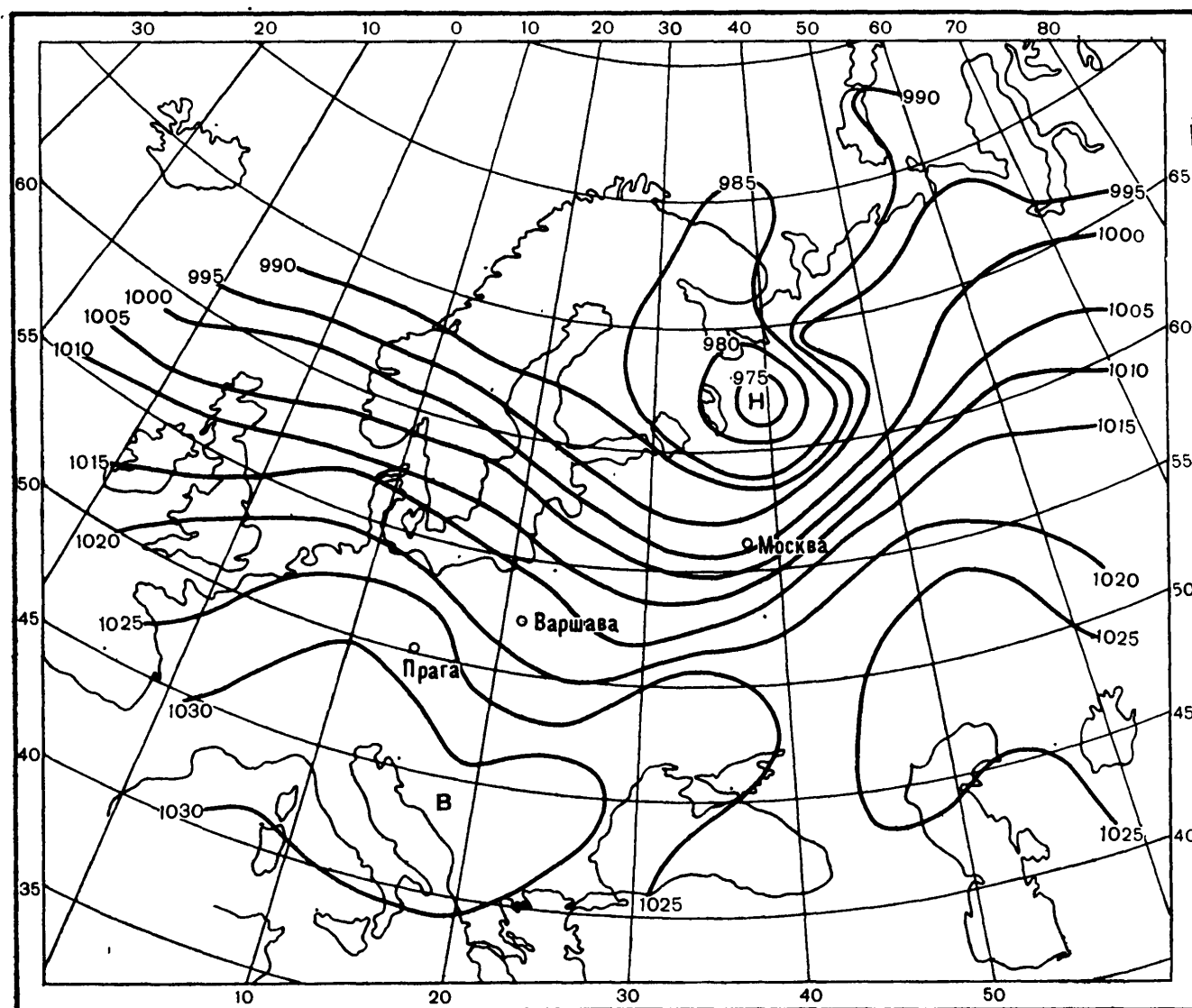


Рис. 14.5.2. Численный гидродинамический прогноз приземного барического поля на 15 ч 27 октября 1983 г. (заблаговременность 36 ч).

примере в результате расчета численной схемы были предвычислены только ливневые осадки в обоих узлах сетки, то в указанной формулировке прогноза можно добавить термин «кратковременный», подчеркивая этим, что осадки ожидаются только конвективные.

В основном численные синоптико-гидродинамические прогнозы на ближайшую ночь и следующий день (заблаговременностью 24 и 36 ч) по Москве близки по оправдываемости к синоптическим прогнозам. Оба вида прогноза могут быть неудачными при ошибках в прогнозе барического поля. Ошибки в прогнозе зон обложных осадков, не связанных с барическим полем (например, в антициклонах), могут возникать из-за недостаточного учета подынвер-

сионных процессов в пограничном слое атмосферы, а в области фронтов — неоднородностей в поле упорядоченных вертикальных движений на фронтах.

В схеме не учитывается также влияния рельефа. Ливневые осадки предвычисляются менее удачно, чем обложные. Кроме того, в численной схеме некоторые погрешности вызваны упрощениями, введенными при машинной реализации синоптико-гидродинамического способа прогноза осадков.

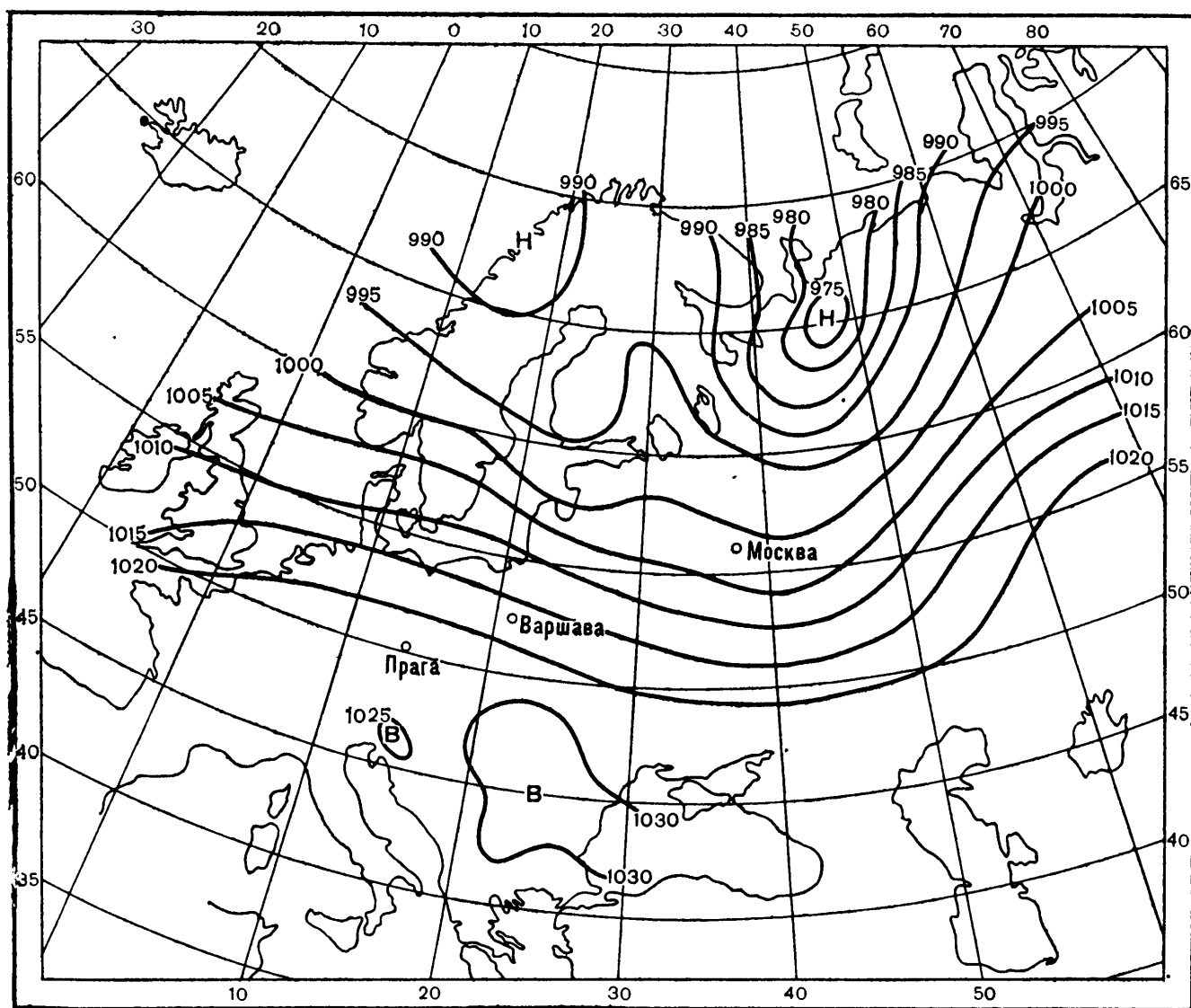


Рис. 14.5.3. Приземное барическое поле в 15 ч 27 октября 1983 г.

Оправдываемость прогноза осадков, рассчитанных по численной синоптико-гидродинамической схеме с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по Европейской территории СССР, составляет соответственно 73, 75 и 66 %. Оценка производилась для 95 исходных дат теплого периода 1977 г. и 122 дат холодного периода 1977-78 г.

В качестве примера неудачного численного синоптико-гидродинамического прогноза осадков рассмотрим случаи расчетов на третьей полусутки после исходного срока 3 ч 26 октября 1983 г. Используемые в этом случае гидродинамические прогнозы приземного барического поля на 3 и 15 ч 27 октября показаны на рис. 14.5.1 и 14.5.2. Согласно этим прогнозам предполагалось, что

перемещающийся со Скандинавии циклон будет углубляться. К югу от него на центр Европейской территории СССР были направлены две ложбины с большими градиентами давления, перемещавшиеся к востоку и юго-востоку. В действительности же (рис. 14.5.3) центр циклона оказался севернее предвычисленного положения. Ложбины с меньшими барическими градиентами перемещались значительно быстрее предвычисленного, причем одна из них практически исчезла. Неудачный прогноз перемещения и эволюции приземных барических ложбин явился одной из причин того, что рассчитанное количество осадков за тот же интервал времени значительно превысило их фактическое количество.

В частности, для двух ближайших к Москве узлов сетки (шаг 300 км) рассчитанное количество осадков для интервала времени от 3 до 15 ч 27 октября 1983 г. составило около 7 мм, фактическое же среднее количество осадков по Московской области было около 1 мм.

Глава 15

Прогноз тумана и видимости

15.1. Физические условия образования тумана

Туман — помутнение приземного слоя воздуха из-за наличия взвешенных в нем капель воды или кристаллов льда или смеси тех и других, при котором горизонтальная дальность видимости становится меньше 1 км. Если взвешенные в воздухе мельчайшие капли воды, кристаллы льда или их смесь снижают дальность видимости лишь до 1 км или более 1 км, то такое явление называют дымкой.

Достижение состояния насыщения воздуха с последующей конденсацией водяного пара в приземном слое атмосферы, вызывающей образование тумана, происходит вследствие двух основных процессов: понижения температуры воздуха и увеличения его влагосодержания. При сильных морозах образованию тумана способствует обогащение воздуха водяным паром при сгорании топлива в печах, котельных электростанций, авиационных двигателях и др.

Понижение температуры воздуха может быть вызвано:

- перемещением (адвекцией) воздуха над более холодной подстилающей поверхностью;
- потерей тепла воздушной массой вследствие эффективного излучения земной поверхности;
- адиабатическим расширением воздуха при вынужденном подъеме по наветренным склонам возвышенностей и гор.

Увеличение влагосодержания воздуха происходит за счет испарения с поверхности воды, почвы или капель дождя в более холодный воздух. Испарение пропорционально разности

$$T_w - T_d,$$

где T_w — температура воды, поверхности почвы или капель дождя; T_d — точка росы в нижнем слое воздуха, температура которого $T > T_d$.

Испарение будет продолжаться до тех пор, пока упругость водяного пара в воздухе не достигнет насыщающей упругости пара, соответствующей температуре воды (капель дождя). При $T_w > T$ точка росы должна была бы стать выше температуры воздуха на величину $(T_w - T)$. Поэтому избыточная влага, количество которой зависит от разности $(T_w - T)$, должна сконденсироваться в воздухе на ядрах конденсации, всегда имеющихся в достаточном количестве.

В зависимости от причин образования тумана различают два основных вида: туманы охлаждения и туманы испарения. Туманы охлаждения в соответствии с тремя указанными выше процессами охлаждения воздушной массы делятся на адвективные, радиационные и орографические, или туманы склонов (гор и возвышенностей).

При этом туманы могут образовываться как в однородных воздушных массах (внутримассовые туманы), так и в зоне атмосферных фронтов (фронтальные туманы). Образование фронтальных туманов обусловлено испарением капель дождя, выпадающего из теплой воздушной массы; адвективным понижением температуры холодного воздуха, перемещающегося из более южных районов; адиабатическим охлаждением воздуха при предфронтальном падении давления. К внутримассовым туманам относятся туманы охлаждения и туманы испарения, образующиеся при насыщении холодного воздуха над теплой водой.

В отдельную группу выделяются туманы смешения, которые образуются при смешении двух воздушных масс с разной температурой и влажностью. Туманы смешения могут возникать вблизи границы холодных и теплых морских течений, вблизи побережья.

Приведенная классификация туманов является условной, так как в природе различные физические процессы действуют одновременно. Например, в образовании туманов испарения и туманов при сильных морозах играет определенную роль процесс смешения. В обоих случаях конвективный подъем теплого, богатого водяным паром воздуха в более холодном окружающем воздухе приводит к их смешению на небольшой высоте над поверхностью Земли, сопровождающемуся конденсацией излишка влаги.

При адвективном охлаждении теплой воздушной массы ночью одновременно действует радиационное охлаждение. В связи с этим выделяется тип адвективно-радиационных туманов, возникающих при адвекции теплого воздуха, когда решающее

влияние на образование тумана оказывает ночное радиационное охлаждение.

Вследствие постоянного присутствия в приземном слое воздуха гигроскопических ядер конденсации (мельчайшие частицы морской соли, продукты сгорания и др.) водяной пар начинает конденсироваться на этих ядрах, когда его упругость приближается к насыщающей над плоской поверхностью воды при положительной температуре и над льдом при отрицательной температуре. Поэтому при положительной температуре туман образуется при относительной влажности воздуха от 97 до 100 %, при температуре ниже 0°C — при меньшей относительной влажности, соответствующей насыщению или небольшому пересыщению по отношению ко льду.

15.2. Условия образования различных видов тумана

15.2.1. Адвективный туман

Адвективный туман возникает при переносе теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью в тыловой части антициклона и в передней части или в теплом секторе циклона.

Для существования этого тумана адвективное охлаждение воздуха должно быть достаточным, чтобы турбулентное перемешивание, зависящее от скорости ветра и стратификации воздушной массы, не успевало переносить образующиеся в приземном слое продукты конденсации вверх. Если же при аналогичном синоптическом положении турбулентность приводит к повышению уровня конденсации на некоторую высоту, то вместо тумана будут наблюдаться низкие слоистые облака.

При этом туман формируется над более холодной подстилающей поверхностью на расстоянии 20—100 км от границы между теплым и холодным морским течением, между морем и сушей, между влажной не покрытой снегом почвой и снежным покровом при скорости ветра на высоте 10 м обычно не превышающей 12 м/с. Чем выше относительная влажность теплого воздуха до перемещения на более холодную поверхность, тем ближе к указанным границам формируется туман над более холодной подстилающей поверхностью.

На рис. 15.2.1 представлена схема формирования адвективного тумана при скорости ветра 5 м/с (или менее) на высоте 10 м и скорости градиентного ветра меньше 12 м/с. Вследствие слабого турбулентного обмена в охлаждающемся теплом влажном воздухе вместо начального падения температуры и точки росы с высотой (рис. 15.2.1 а) образуется инверсия температуры и точки росы, начинающаяся от холодной подстилающей поверхности. В результате того что в приземном слое воздуха температура оказывается ниже начального значения точки росы на $2\text{—}3^{\circ}\text{C}$, образуется

туман (рис. 15.2.1 б). Мощность его со временем возрастает по мере дальнейшего адвективного понижения температуры нижнего слоя теплой воздушной массы. Вместе с тем растет и количество сконденсированного водяного пара.

Вследствие наибольшего выделения теплоты конденсации вблизи земной поверхности и охлаждения воздуха в верхней части слоя тумана, разрушается нижняя часть приземной инверсии температуры. При этом усиливается вертикальный турбулентный обмен в слое разрушенной инверсии, благодаря чему устанавли-

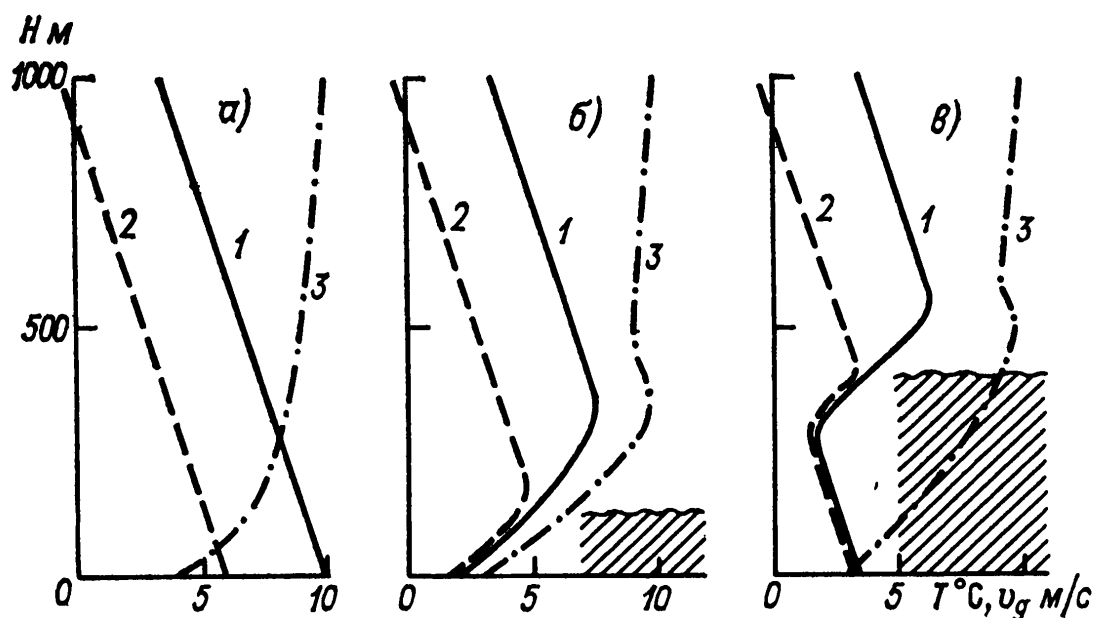


Рис. 15.2.1. Вертикальное распределение температуры и точки росы в теплой воздушной массе.

а) в очаге ее формирования, б) при охлаждении и слабом турбулентном обмене, в) разрушение приземной инверсии вследствие выделения теплоты конденсации вблизи земной поверхности; 1 — температура, 2 — точка росы, 3 — скорость ветра.

вается влажноадиабатическая или близкая к ней стратификация в слое тумана (рис. 15.2.1 в).

Адвективные туманы могут наблюдаться в любое время суток, хотя обычно они усиливаются ночью в связи с добавочным радиационным охлаждением воздуха в приземном слое. В чистом виде адвективные туманы наблюдаются только над морем, так как в результате малого суточного хода температуры поверхностного слоя воды роль радиационного охлаждения нижнего слоя воздуха ночью будет незначительной.

Рассеяние адвективного тумана связано главным образом с эволюцией барического поля, т. е. с изменением направления и скорости ветра. Поэтому рассеяние его так же, как и образование, может произойти в любое время суток.

15.2.2. Радиационный туман

Радиационный туман образуется через несколько часов после захода Солнца, чаще во второй половине ночи, при следующих условиях: 1) безоблачное небо или небольшая тонкая облачность

(менее 5 баллов); 2) скорость ветра на высоте 10 м от 0 до 3 м/с; 3) небольшое увеличение скорости ветра с высотой (в слое 300—600 м на 2—6 м/с); 4) разность между значениями температуры и точки росы на высоте 2 м около времени захода Солнца не больше 6—8 °С и небольшое уменьшение ее с высотой в нижнем слое 300—600 м. Наиболее часто такие условия создаются в антициклонах, гребнях, отрогах и барических седловинах. Летом радиационные туманы могут образоваться и в поле пониженного давления с малым барическим градиентом.

Механизм образования радиационного тумана заключается во взаимодействии двух процессов: 1) эффективное излучение подстилающей поверхности, вызывающее охлаждение прилегающего к ней воздуха; 2) слабый турбулентный обмен между самым нижним слоем и вышележащими слоями воздуха. В результате взаимодействия этих процессов в нижней части пограничного слоя атмосферы формируется приземная инверсия температуры. По мере дальнейшего охлаждения воздуха его температура понижается до значения точки росы сначала на высоте 2 м, а затем в более мощном слое и через некоторое время образуется дымка, а потом туман. Чем ближе воздух к состоянию насыщения перед заходом Солнца в нижнем слое 50—300 м, т. е. чем меньше дефицит точки росы в этом слое, тем меньше промежуток времени между началом формирования приземной инверсии и появлением тумана.

На образование радиационного тумана существенное влияние оказывает состояние поверхности почвы, так как от него зависят суточный ход температуры и влажности воздуха. В теплое время года радиационный туман возникает преимущественно над влажной почвой. Над сухой почвой вследствие слабого испарения дневной прогрев воздуха увеличивает дефицит точки росы, в результате чего ночное охлаждение оказывается недостаточным для насыщения нижнего слоя воздуха. Поэтому в теплое время года прослеживается прямая связь между выпадением дождя и образованием тумана.

Рассеяние радиационного тумана при мало меняющейся синоптической ситуации происходит через некоторое время после восхода Солнца по мере нагревания нижнего слоя воздуха от подстилающей поверхности. В холодный период года, вследствие недостаточного прогрева воздуха, радиационный туман может сохраняться и днем. В случае изменения синоптических условий туман может рассеяться в любое время суток.

15.2.3. Адвективно-радиационный туман

Адвективно-радиационный туман образуется над сушей преимущественно в холодное время года и, как правило, ночью при слабой адвекции теплого воздуха на западной или северной периферии антициклона. Скорость ветра в приземном слое составляет 1—2, реже 3—4 м/с.

Для достижения состояния насыщения и конденсации излишков водяного пара требуется дополнительное радиационное охлаждение теплого воздуха в приземном слое. Это возможно лишь при незначительной плотности и вертикальной мощности слоистых облаков или при полном прояснении хотя бы на короткое время. В результате ночного охлаждения воздуха под слоем приподнятой инверсии происходит уплотнение ранее наблюдавшейся тонкой облачности или плотной дымки сначала на некоторой высоте над поверхностью Земли, а затем постепенное опускание их и превращение в туман. Процессу туманообразования способствует ослабление ветра ночью. Иногда после прояснений под приподнятой инверсией формируется небольшая приземная инверсия, в которой начинается образование тумана; затем происходит его слияние с уплотняющейся дымкой или тонкой слоистой облачностью под приподнятой инверсией. Точка росы в слое приподнятой инверсии, как и при адвективном тумане, увеличивается с высотой; дефицит точки росы обычно небольшой, над слоем тумана он возрастает.

15.2.4. Орографический туман, или туман склонов

Основной причиной образования тумана склонов является адиабатическое охлаждение воздуха при его подъеме по наветренным склонам возвышенностей и гор. Вертикальный турбулентный обмен является дополнительным фактором охлаждения поднимающихся объемов воздуха.

Туман склонов образуется при следующих условиях:

- 1) уровень конденсации должен быть ниже вершины возвышенности или горы;
- 2) над вершиной возвышенности или горы должна быть инверсия температуры, препятствующая распространению продуктов конденсации водяного пара в вышележащие слои.

Значительная часть туманов на склонах гор и возвышенностей образуется, когда при адиабатическом охлаждении восходящего потока нижний слой воздуха увлажняется, а иногда насыщается выпадающими дождями.

15.2.5. Морозные туманы населенных пунктов и аэродромов

Туман во время сильных морозов образуется при застаивании и сильном радиационном охлаждении нижнего слоя сухого континентального воздуха над снежным покровом в малоподвижных антициклонах, отрогах и барических седловинах.

Основной причиной образования тумана при сильных морозах в населенных пунктах и на аэродромах является поступление в приземный слой воздуха водяного пара, образующегося при сгорании жидкого и углеводородного топлива, а также угля, дров и торфа.

Механизм образования тумана при сильных морозах представляется следующим образом. Выхлопные газы авиационных

двигателей и печные газы промышленных предприятий, котельных и электростанций имеют более высокую температуру по сравнению с окружающим воздухом. Поэтому при сильных морозах они могут подниматься на высоту нескольких десятков метров даже в условиях затишья и мощной приземной инверсии температуры. В результате смешивания теплых, богатых влагой выхлопных и печных газов с холодным воздухом достигается состояние насыщения водяным паром и происходит образование мельчайших водяных капель. При температуре -30°C и ниже капли быстро замерзают и превращаются в ледяные кристаллы, образуя морозный туман.

Температура насыщения воздуха водяным паром в зоне смешивания с выхлопными и печными газами зависит от соотношения между величинами атмосферного давления и относительной влажности на соответствующем уровне.

Критическая температура насыщения воздуха водяным паром у земной поверхности, где давление принимается равным 1000 гПа, является функцией относительной влажности (табл. 15.2.1). Чем она меньше, тем ниже критическая температура

Таблица 15.2.1

Зависимость критической температуры ($T_{\text{кр}}^{\circ}\text{C}$) насыщения воздуха по отношению к воде при атмосферном давлении 1000 гПа от относительной влажности ($f\%$)

$f\%$	100	90	60	0
$T_{\text{кр}}^{\circ}\text{C}$	-29	-33	-36	-39

тура насыщения. При температуре -39°C ледяной туман может образоваться в зоне сгорания топлива даже при незначительной относительной влажности воздуха.

Морозный туман чаще всего образуется в населенных пунктах Сибири. На Европейской территории СССР, где зимы менее суровы, чем в Сибири, вероятность его уменьшается.

15.2.6. Туман испарения

Туман испарения в холодной воздушной массе над более теплой водной поверхностью образуется следующим образом. Осенью и зимой в нижнем слое воздуха, охлаждающегося в антициклоне над материком или над ледяными полями Арктики, формируется инверсия температуры до высоты нескольких сотен метров. После перемещения на незамерзшие реки, озера, водохранилища или акватории морей охлажденный воздух прогревается над более теплой водной поверхностью в самом нижнем слое. Благодаря слабому турбулентному обмену над водной поверхностью инверсия температуры частично разрушается до высоты 50—100 м. В то же время испарение с поверхности воды вызывает насыщение водяным паром соприкасающегося с нею воздуха. Если разность между температурой относительно теплой воды и холод-

ного воздуха до его перемещения на водную поверхность составляет 10—15 °С и более, под приподнятой инверсией образуется избыток водяного пара. В результате смешения с более холодным воздухом у нижней границы приподнятой инверсии избыточный водяной пар конденсируется.

Если относительная влажность холодного воздуха до перемещения на водную поверхность 70—80 % и более и скорость ветра на высоте 10 м не превышает 1—3 м/с, продукты конденсации, накапливающиеся под слоем приподнятой инверсии, образуют туман испарения. Туман испарения бывает особенно устойчивым над полыньями у кромки льда, а также над незамерзшими реками и узкими заливами (фиордами) северных морей с высокими берегами, которые препятствуют рассеянию продуктов конденсации водяного пара, образующихся в холодном воздухе над испаряющей водной поверхностью.

В холодном воздухе перед теплым фронтом образуется туман вследствие испарения с поверхности капель дождя, температура которых только на 3—6 °С выше температуры холодного воздуха. Это связано с тем, что относительная влажность холодного воздуха до прихода его в предфронтальную зону дождя бывает близкой к 80—100 % вследствие адвективного охлаждения при перемещении на более холодную подстилающую поверхность. Предфронтальный туман чаще возникает на наветренных склонах возвышенностей при скорости ветра на высоте 10 м 1—3 м/с и скорости движения теплого фронта менее 20 км/ч.

В медленно перемещающемся холодном воздухе за холодным фронтом основную роль в образовании тумана играют два процесса: 1) испарение с поверхности более теплой почвы, увлажненной дождями, или с таящего снежного покрова днем, 2) понижение температуры воздуха ночью вследствие радиационного охлаждения земной поверхности. На юге Средней Азии и Казахстана к двум указанным процессам добавляется охлаждение воздуха вследствие расширения при вынужденном подъеме по склонам предгорий и горных хребтов.

Взаимодействием этих трех физических процессов определяется механизм формирования большинства туманов под инверсией температуры холодного фронта в предгорной зоне Средней Азии и Южного Казахстана с октября по апрель при вторжениях холодного воздуха с северо-запада и запада.

15.3. Прогноз адвективного тумана

Адвективный туман следует ожидать, когда согласно прогнозу синоптического положения ожидаются условия для адвекции теплого влажного воздуха на более холодную подстилающую поверхность. При этом температура и точка росы приходящего воздуха в начале его прогностической траектории при прогнозе на последующие 10—12 ч должны быть выше их значений в дан-

ном районе или пункте хотя бы на $0,5^{\circ}\text{C}$, чаще на $1—3$, реже на $4—6^{\circ}\text{C}$. Дефицит точки росы в теплом воздухе в начале траектории обычно не превышает 2°C при положительной температуре и 3°C при отрицательной. Указанные значения дефицита точки росы в начале траекторий характерны для случаев образования тумана при скорости ветра у поверхности Земли не более 10 м/с . При скорости ветра более 10 м/с и разности между температурой в начале и конце траектории 7°C и более может происходить очень быстрая трансформация теплого воздуха, например, при переходе с воды на холодную почву или с почвы на снежный покров. Тогда возникновение тумана возможно при дефиците точки росы в начале траектории $2—3^{\circ}\text{C}$.

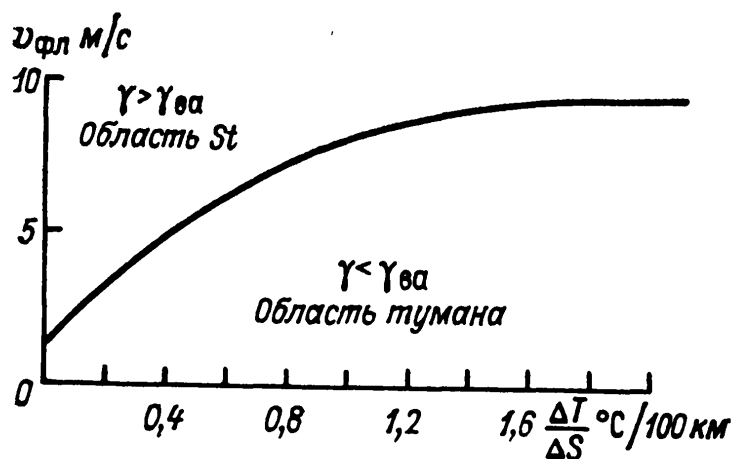


Рис. 15.3.1. График для прогноза адвективного тумана.

Для прогноза адвективного тумана необходим расчет индивидуального изменения температуры и точки росы (трансформации) воздуха при его перемещении на более холодную поверхность воды, почвы или снега.

Изменение температуры теплого воздуха в приземном слое при сплошной низкой облачности пропорционально разности температур в конечной и начальной точках траектории и обратно пропорционально скорости ветра. Чем больше скорость ветра, тем интенсивнее турбулентный обмен. С усилением ветра уменьшается индивидуальное понижение температуры движущегося воздуха соответственно увеличению толщины слоя перемешивания, в котором происходит охлаждение воздуха.

На этом основании построен эмпирический график для прогноза адвективного тумана на суше (рис. 15.3.1) в зависимости от составляющей горизонтального градиента температуры $\Delta T/\Delta S$ вдоль пути перемещения воздушной частицы и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза на уровне флюгера $v_{\text{фл}}$. Траектория воздушной частицы в приземном слое строится на $8—10$ ч от срока исходной карты, что обеспечивает заблаговременность прогноза тумана около 6 ч. В качестве траектории принимается линия, отклоненная от изобар в сторону высокого давления на половину угла между направлением касательной к изобаре и направлением ветра на уровне флюгера. Длина траектории определяется с помощью экстраполяционной линейки как отрезок пути ΔS (в сот-

нях км), пройденного частицами воздуха за 8—10 ч со скоростью, равной половине скорости градиентного ветра.

Если имеются данные о ветре на высоте 100—300 м, то траектория проводится вдоль направления ветра на этой высоте. Длина траектории определяется как путь частиц воздуха за 8—10 ч при скорости этого ветра. В начальной точке траектории следует брать среднее значение температуры по данным 3—5 ближайших к этой точке станций, в конечной точке траектории — температуру в пункте, для которого дается прогноз. Разделив ΔT на ΔS , найдем искомое значение горизонтального градиента температуры (в $^{\circ}\text{C}/100 \text{ км}$).

В случае, когда на ближайшие 8—10 ч ожидается существенное изменение барического поля, траектория строится по начальной и прогностической картам погоды.

По значениям $\Delta T/\Delta S$ и $v_{\text{фл.}}$ находится точка на графике (рис. 15.3.1). Если точка попадает в область между осью абсцисс и кривой, то следует ожидать адвективный туман. Если же она попадает выше кривой, то следует ожидать сохранение низких облаков.

График (см. рис. 15.3.1) позволяет определить, переместится ли зона наблюдающегося тумана по направлению потока в тот район, по которому требуется дать прогноз, или же эта зона не достигнет данного района. Если по траектории перемещается воздух из зоны тумана, но точка, соответствующая найденным величинам горизонтального градиента температуры и скорости ветра, расположена на графике в области St, то туман не достигнет района, по которому дается прогноз. В этом случае туман будет приподниматься и превращаться в низкую облачность. Если же указанная точка расположена на графике в области тумана, туман распространится в данный район.

При прогнозе перемещения зоны адвективного тумана следует принимать во внимание ее расширение ночью в связи с радиационным охлаждением приземного слоя воздуха, которое вызывает уменьшение вертикального градиента температуры под слоем инверсии, и сокращение днем вследствие нагревания нижнего слоя воздуха от поверхности Земли, которое приводит к увеличению вертикального градиента температуры под слоем приподнятой инверсии.

Суточный ход ветра на краях зоны адвективного тумана также влияет на изменение занятой ею площади. Поэтому при использовании графика в различное время суток необходимо вводить поправки в прогноз скорости ветра и соответственно уточнять длину отрезка пути, проходимого воздухом за 9 ч по траектории, проведенной на карте погоды.

Если исходным является дневной срок наблюдений, то при составлении прогноза адвективного тумана на первую половину ночи необходимо ввести поправку на уменьшение скорости ветра ото дня к ночи и соответственно уменьшить длину траектории. Если исходным является ночной срок, то при составлении прог-

ноза адвективного тумана на утро и первую половину дня необходимо ввести поправку на дневное усиление ветра и соответственно увеличить длину траектории.

График, приведенный на рис. 15.3.1, был уточнен в 1973 г. по данным метеорологических наблюдений в Шереметьево (рис. 15.3.2). Для использования этого графика необходимы еще данные о дефиците точки росы в начальной точке траектории Δ' . Если точка, соответствующая значениям $\Delta T/\Delta S$ и Δ' (в верхней части графика), попадает в область тумана, то от нее надо опу-

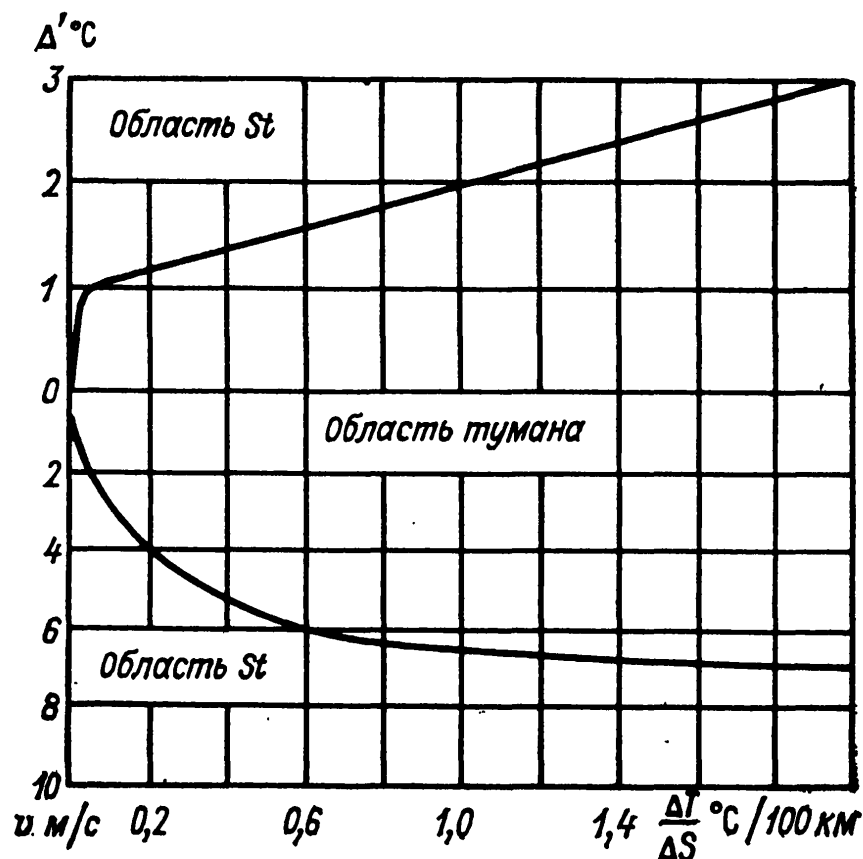


Рис. 15.3.2. Комплексный график для прогноза адвективного тумана по составляющей горизонтального градиента температуры ($\Delta T/\Delta S$) вдоль 9-часовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы (Δ') в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра (v) в пункте прогноза.

ститься по вертикали до пересечения с изотой (горизонтальной линией), соответствующей ожидаемой через 8—10 ч скорости ветра v в пункте прогноза на уровне флюгера. Туман прогнозируется, если точка пересечения (теперь в нижней части графика) попадает в область тумана.

Подобные графики рекомендуется строить для каждого географического района. Детализация возможна путем учета направления траектории частицы и свойств подстилающей поверхности (особенно границ снежного покрова).

Кроме расчетов с помощью рассмотренных графиков при составлении прогноза полезно учитывать, что адвективный туман следует ожидать, когда по прогнозу температура приходящей в данный район (пункт) воздушной массы в результате трансфор-

мации окажется ниже исходного значения точки росы в начале траектории. Возможность такого понижения температуры определяется косвенным путем по значению разности между точкой росы в начале траектории T'_a и исходной температурой воздуха T в конце траектории.

Эмпирические исследования показали, что адвективный туман следует ожидать при $(T'_a - T) > 0$.

Для прогноза адвективного тумана в центральном районе Европейской территории СССР более показательной с октября по

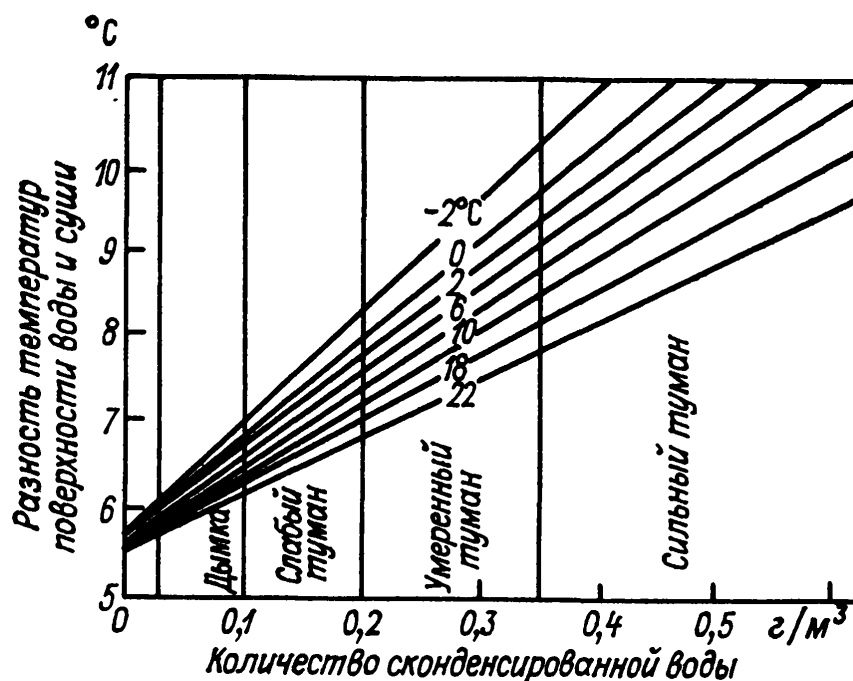


Рис. 15.3.3. Номограмма для определения условий образования адвективного тумана охлаждения.

Наклонные линии — изолинии температуры воды.

апрель является положительная разность между точкой росы в начальном (T'_a) и конечном (T_a) пунктах в срок прогноза. При ослаблении адвекции в однородном потоке близкой к насыщению теплой воздушной массы на холодную влажную или замерзшую почву и снежный покров, когда достаточно небольшого радиационного охлаждения воздуха для образования тумана, адвективный туман можно ожидать и при $(T'_a - T_a) = 0$.

Предельное время образования адвективного тумана определяется промежутком, для которого построена траектория (8—12 ч). Однако при наиболее благоприятных условиях туман может возникнуть через 4—6 ч после исходного срока. При прочих равных условиях более вероятно возникновение тумана после захода Солнца.

Прогноз адвективного тумана над морским побережьем в случае выноса влажного теплого воздуха с водной поверхности на сушу дается с помощью номограммы (рис. 15.3.3) и предельных значений скорости ветра для данного места и района.

Основным прогностическим параметром образования адвективного тумана на побережье является разность между температурой поверхностей воды и суши. Номограмма позволяет определить ожидаемую плотность тумана примерно в 50 км от берега по количеству сконденсировавшейся воды в приземном слое воздуха.

Предельные значения скорости ветра для образования тумана при характерных температурах поверхности моря в холодное полугодие или в отдельные месяцы необходимо установить по местным материалам наблюдений. В случае перехода с теплой поверхности моря на холодный материк воздух быстро охлаждается и происходит настолько интенсивная конденсация водяного пара, что туман может образоваться при скорости ветра больше 12 м/с.

Прогноз адвективного тумана над открытым морем дается, когда происходит перемещение воздуха с теплой водной поверхности (теплого течения) на холодную водную поверхность (холодное течение). Так как над теплой водой воздух бывает близок к насыщению, то при переходе на холодную воду требуется небольшая разность температур поверхностного слоя теплой и холодной воды. Однако ширина холодного течения или акватории холодной части моря на пути воздушного потока должна быть достаточно большой (не менее 100—200 км), чтобы произошло необходимое для образования тумана понижение температуры воздуха на 1—3 °С ниже начального значения точки росы.

Вследствие меньшей шероховатости водной поверхности адвективный туман над морем может возникать как при умеренном, так и при сильном ветре.

Прогноз рассеяния адвективных туманов дается, когда ожидается прекращение действия факторов, благоприятствующих его образованию или сохранению, и появляются факторы, способствующие ослаблению или рассеянию тумана, а именно:

- прекращение адвекции теплого влажного воздуха вследствие изменения направления ветра;

- усиление турбулентного обмена с увеличением скорости ветра;

- уменьшение абсолютной влажности (точки росы) нижнего слоя воздуха благодаря конденсации (сублимации) водяного пара на поверхности охлажденной почвы или снега;

- переход тумана в морось или выпадение осадков из выше лежащих слоев облаков и связанное с этим осаждение тумана, главным образом благодаря коагуляции капель;

- прекращение адвективного охлаждения воздушной массы по достижении определенной температуры, соответствующей данным условиям лучистого и турбулентного обмена атмосферы с подстилающей поверхностью;

- радиационное нагревание слоя тумана и происходящее при этом испарение капель;

- радиационное охлаждение верхней части слоя тумана, вызывающее увеличение вертикального градиента температуры под

приподнятой инверсией и связанное с ним усиление турбулентного обмена.

Рассеяние адвективного тумана на морском побережье происходит при скоростях ветра на 2—3 см/с больше предельных скоростей.

15.4. Прогноз радиационного тумана

Радиационный туман предсказывается в случаях, когда создаются следующие благоприятные условия для его образования:

- ясная погода или небольшая облачность ночью;
- слабый ветер (не более 3—4 м/с);
- малый начальный дефицит точки росы, большая относительная влажность вечером (более 60 %);
- увлажнение вечером в связи с выпадением дождя;
- приземная инверсия температуры.

В основу прогноза радиационного тумана положено соотношение между ожидаемой температурой образования тумана T_t и ожидаемой минимальной температурой воздуха T_{\min} ночью.

Если, согласно синоптическому положению в исходный вечерний срок наблюдений и по прогнозу его изменения, ночью ожидается безоблачная или малооблачная погода и слабый ветер, то при $T_t \geq T_{\min}$ следует ожидать туман. Если T_t будет на 1—2°C меньше T_{\min} , то возможна дымка. Таким образом, прогноз радиационного тумана сводится к прогнозу T_t и T_{\min} , а также времени образования и рассеяния тумана.

Температура образования тумана определяется по формуле

$$T_t = T_d - \delta T_d, \quad (15.4.1)$$

где T_d — начальное значение точки росы в вечерний срок наблюдений, близкий по времени к заходу Солнца; δT_d — понижение точки росы до момента образования тумана.

Начальное значение точки росы следует брать в вечерний срок наблюдений, близкий к моменту составления прогноза. На Европейской территории СССР для прогнозов от 19 до 7 ч принято использовать значение точки росы в 18 ч, так как данные наблюдений в этот срок наносятся на кольцевую карту погоды. Если по этой карте на станциях в радиусе 200—300 км от пункта прогноза точка росы имеет одинаковые значения, то для прогноза тумана по этому пункту можно использовать значение точки росы в 18 ч в пункте прогноза с точностью до десятых долей °C. В случаях ожидаемого ночью прохождения фронта или поступления в этот район воздушной массы с иным влагосодержанием начальное значение точки росы определяется по карте погоды; тогда следует использовать данные о точке росы в 18 ч в той барической системе или части ее, которая согласно прогнозу синоптического положения должна переместиться ночью в пункт прогноза.

Летом при выборе начальной точки росы нужно иметь в виду возможность ее повышения на $1\text{--}3^\circ\text{C}$ вследствие испарения с поверхности почвы, предварительно нагретой днем, а затем увлажненной ливневыми дождями по пути перемещения воздушной массы в пункт прогноза.

Понижение точки росы δT_d зависит от начальных значений температуры и точки росы, состояния почвы, скорости ветра, вертикального градиента T_d или $(T - T_d)$ и т. п. Роль этих факторов обычно оценивается путем сопоставления значений T_d в исходный срок наблюдений и в момент образования тумана. При этом можно детализировать получение средних δT_d в зависимости от начальных численных значений указанных факторов. Эмпирическая оценка δT_d позволяет косвенно учитывать и другие местные особенности пункта.

В качестве примера приведена табл. 15.4.1, полученная по данным Быково и Шереметьево.

Таблица 15.4.1

Понижение точки росы (δT_d) к моменту образования тумана в зависимости от ее начального значения в 18 ч

T_d 18 ч $^\circ\text{C}$	δT_d $^\circ\text{C}$	
	Быково	Шереметьево
20—11	1,7	2,2
10—0	2,0	2,3
—1 ÷ —10	2,2	2,5
—11 ÷ —20	2,7	3,0
—21 ÷ —30	3,4	3,6

Значения понижения точки росы от срока наблюдения до момента образования тумана, определенные для Шереметьево, рекомендуется использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, расположенных в равнинной местности на значительном расстоянии от населенных пунктов и крупных водоемов. Несколько меньшие значения понижения точки росы, определенные для Быково, можно использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, где наблюдается перенос воздуха из города или крупного поселка, при значениях точки росы ниже 0°C , и в районах, где наблюдается перенос воздуха с болота, водохранилища, озера или реки, при значениях точки росы выше 0°C .

Минимальная температура воздуха определяется по формуле

$$T_{\min} = T_0 - \Delta T,$$

где T_0 — температура воздуха в начальный момент, за который принимается срок наблюдений, наиболее близкий к моменту захода Солнца; ΔT — возможное охлаждение воздуха в течение

ночи. Прогноз T_{\min} составляется с учетом данных о суточном ходе температуры.

Температура туманообразования может быть также определена по значению точки росы в 18 ч по графику на рис. 15.4.1 в точке пересечения вертикали, соответствующей данной точке росы, с наклонной линией на графике. Например, при точке росы в 18 ч, равной 10°C , температура образования тумана равна $8,4^{\circ}\text{C}$.

Если требуется определить по ожидаемой минимальной температуре воздуха вероятность образования тумана, то нужно найти данное значение температуры на вертикальной шкале, от

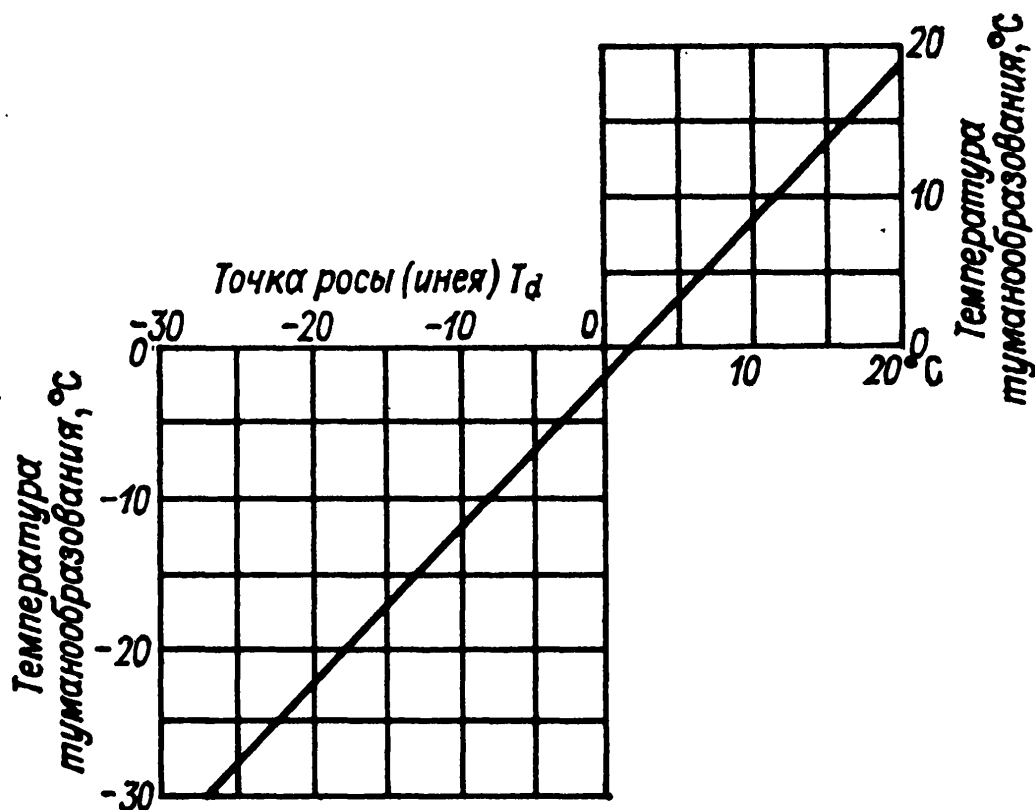


Рис. 15.4.1. График для определения температуры образования тумана ($T_{\text{т}}$) по значению точки росы (T_d) в 18 ч.

этой точки нужно переместиться по горизонтали до пересечения с наклонной линией, затем от точки пересечения — по вертикали до горизонтальной шкалы, где отсчитать значение точки росы. Туман возможен, когда найденное по графику значение точки росы равно или меньше точки росы в начальный срок, например, ожидается $T_{\min} = -10^{\circ}\text{C}$, а T_d в 18 ч имеет значение -7°C , расчеты по графику показывают, что при ожидаемой T_{\min} для образования тумана необходима точка росы -8°C . Следовательно, в данном примере туман вероятен.

Время образования радиационного тумана можно определить путем графической интерполяции ночного понижения температуры воздуха между ее измеренным значением через 2—3 ч после захода Солнца и ожидаемым минимальным значением по прогнозу. Интерполяция производится при условии, что температура воздуха достигает минимума около времени восхода Солнца, как при нормальном суточном ходе.

Для интерполяции строится (на миллиметровой бумаге) график, на котором по оси абсцисс откладывается время, а по оси ординат — температура. Кривая хода температуры должна отражать быстрое падение температуры в первые часы после захода Солнца и более медленное во вторую половину ночи. Время, когда температура воздуха становится равной ожидаемой T_T , и есть время образования тумана.

В прогнозе целесообразно время образования тумана указывать с допуском ± 1 ч от найденного по графику. Тем самым будут приняты во внимание возможные ошибки интерполяции хода температуры и ошибки в прогнозе T_{\min} и T_T .

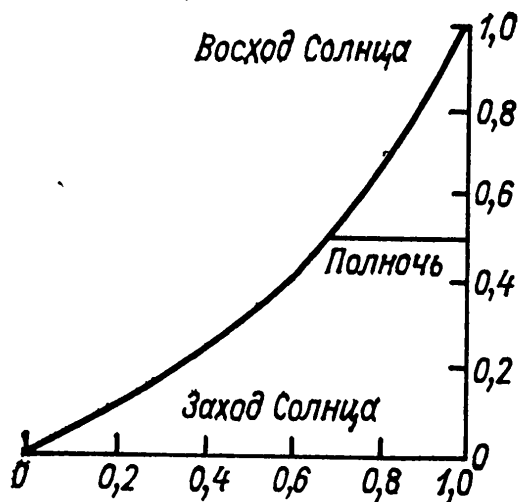


Рис. 15.4.2. Диаграмма для определения времени возникновения тумана.

Приблизительно время образования тумана можно определить по графику на рис. 15.4.2. На горизонтальной шкале графика отложено отношение

$$\frac{T - T_T}{T - T_{\min}} = \frac{\Delta T_T}{\Delta T_H},$$

где ΔT_T — ожидаемое понижение температуры от исходного срока до момента образования тумана; ΔT_H — ожидаемое понижение температуры от исходного срока до наступления ночного минимума температуры.

На вертикальной шкале отложена доля ночи n в момент образования тумана (при заходе Солнца $n=0$, в полночь $n=0,5$, при восходе Солнца $n=1$). Чем меньше значение $\Delta T_T/\Delta T_H$, тем ближе ко времени захода Солнца возможно образование тумана. При $\Delta T_T/\Delta T_H=1$ туман может образоваться лишь во время, близкое к восходу Солнца.

Время рассеяния радиационного тумана определяется с учетом известной или предполагаемой его вертикальной или горизонтальной протяженности, а также широты места и сезона.

Летом быстрый прогрев подстилающей поверхности обычно обеспечивает рассеяние тумана через 1—2 ч после восхода Солнца. Осенью туман может сохраняться в течение 3—5 ч после восхода Солнца.

Зимой над снежным покровом дневной прогрев вообще невелик и возникший туман иногда может сохраняться в течение всего дня, если не произойдет значительных изменений синоптических

условий в районе. В случае изменения синоптических условий туман может рассеяться в любой час ночи и дня.

В целях прогноза времени рассеяния тумана иногда экстраполируют повышение температуры в утренние часы с учетом предыдущего хода температуры и типичного хода температуры в данном районе. Рассеяние тумана можно ожидать тогда, когда температура воздуха в приземном слое повысится до ее значения в момент образования тумана. Экстраполяция производится от минимального значения температуры по прогнозу на ночь или по измерениям непосредственно перед восходом Солнца. При этом принимается в расчет ослабление прогрева приземного слоя воздуха, вызванное частичным поглощением радиации туманом и расходом тепла на испарение капель тумана. За 3 ч до рассеяния слабого невысокого тумана радиационное нагревание воздуха от земной поверхности составляет 0,35, а густого тумана — 0,25 величины нормального прогрева при ясном небе.

Рассеяние тумана до восхода Солнца можно ожидать при следующих условиях:

1) когда согласно прогнозу синоптического положения должно произойти усиление ветра на 1—2 м/с и больше или переход к адвекции более холодного воздуха с меньшими значениями точки росы, по сравнению с тем воздухом, в котором образуется или образовался туман;

2) при появлении облачного покрова, который обуславливает прекращение охлаждения и дальнейшей конденсации водяного пара в приземном слое;

3) при сильном нисходящем движении воздуха, которое сопровождается снижением инверсии оседания и увеличением дефицита точки росы на 3 °С и больше;

4) при установлении полного безветрия в приземном слое воздуха, который насыщен лишь в нижнем слое 50—100 м и благодаря диффузному переносу водяного пара к холодной почве или снежному покрову и его конденсации (сублимации) воздух постепенно иссушается, особенно при температуре от —10 до —15 °С вследствие разности между насыщающей упругостью водяного пара над водой и льдом;

5) при выпадении дождя, который холоднее воздуха в приземном слое, или снега.

Время рассеяния тумана определяется в зависимости от времени возникновения и интенсивности указанных факторов.

Прогноз адвективно-радиационного тумана составляется по схеме прогноза радиационных туманов с дополнительным учетом влияния адвекции.

15.5. Прогноз фронтального тумана

Туман перед медленно перемещающимся теплым фронтом или теплым фронтом окклюзии, а также за малоподвижным холодным фронтом следует ожидать, главным образом, поздней осенью

и зимой при выпадении слабого дождя или мороси в клине холодного воздуха. Фронтальная поверхность в таком случае обнаруживается по данным вертикального зондирования в виде инверсии температуры, которая нередко сливается с приземной инверсией в пленке выхоложенного воздуха. При этом в слое инверсии температуры значения точки росы также растут с высотой. В образовании тумана основную роль играет испарение с капель дождя или мороси. Испарение будет тем сильнее, чем выше температура на верхней границе фронтальной инверсии по сравнению с температурой в слое холодного воздуха у поверхности Земли (на высоте 2 м).

Дополнительную роль в образовании туманов перед теплым фронтом осенью и зимой играет адвективное понижение температуры холодного воздуха, перемещающегося из более южных районов на ранее выхоложенную почву или снежный покров. В тылу медленно движущегося холодного фронта образованию туманов способствует также испарение с более теплой влажной подстилающей поверхности.

Прогноз фронтального тумана дается на основании прогноза перемещения фронта, прогноза фронтальных осадков (их фазы — жидкой или кристаллической) и ветра в зоне фронта.

Благоприятными условиями для образования фронтального тумана являются следующие:

1) температура теплого воздуха на верхней границе фронтальной инверсии выше 0°C , а разность между ее значением на этом уровне и температурой холодного воздуха на высоте 2 м вблизи интересующего участка фронта составляет $3\text{—}5^{\circ}\text{C}$;

2) дефицит точки росы в холодном воздухе вне зоны фронтальных осадков не превышает 2°C ;

3) скорость ветра в холодном подфронтальном воздухе не больше 6 м/с.

Температура на верхней границе фронтальной инверсии, характеризующая температуру капель дождя или мороси $T_{\text{к}}$, определяется по данным радиозондирования перед теплым фронтом или за холодным фронтом вблизи того участка фронта, прохождение которого ожидается через пункт прогноза. Если данных радиозондирования в нужном районе нет, то $T_{\text{к}}$ определяется по картам 850 и 925 гПа и выбирается наибольшее ее значение.

Для прогноза фронтального тумана рекомендуется использовать график (рис. 15.5.1), на горизонтальной оси которого откладывается дефицит точки росы или относительная влажность у поверхности Земли в холодном воздухе, на вертикальной оси — разность температур на верхней границе фронтальной инверсии ($T_{\text{к}}$) и на высоте 2 м (T). В случае, когда точка, соответствующая дефициту точки росы (относительной влажности) в холодном воздухе и разности ($T_{\text{к}} - T$), попадает на графике выше кривой, то следует ожидать образование тумана или усиление ранее возникшего тумана.

В зоне малоподвижных фронтов с размывающейся облачной системой туман может образоваться ночью и без выпадения жидких осадков. Его возникновению будет способствовать радиационное охлаждение нижнего слоя воздуха под рассеивающимися облаками, особенно если сохранились только нижние подынверсионные облака. В этом случае туман будет формироваться как высокий радиационный под приподнятой инверсией, распространяясь сверху вниз.

Для определения эволюции уже образовавшегося фронтального тумана необходимо руководствоваться следующими положениями:

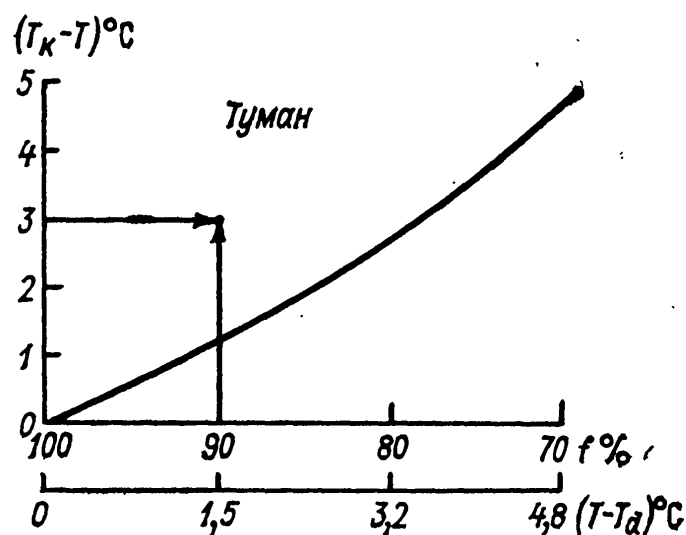


Рис. 15.5.1. График для прогноза фронтального тумана испарения.

1) если в нижнем километровом слое имеется инверсия температуры и ее величина больше 2°C , то дождь, как правило, усиливает туман;

2) при понижении температуры в том же слое более чем на $0,4\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м в большинстве случаев дождь рассеивает туман тем быстрее, чем выше нижняя граница облаков и больше падение температуры с высотой;

3) при изотермии слабый и умеренный дождь может лишь вызвать ослабление тумана вследствие частичной коагуляции капель тумана с каплями дождя, а не полное рассеяние его. Благодаря одинаковой температуре капель дождя и тумана испарения ни тех, ни других не будет;

4) если дождь переходит в снег, то независимо от стратификации он ослабляет или рассеивает капельножидкий туман вследствие переконденсации водяного пара с капель на ледяные кристаллы.

15.6. Прогноз тумана испарения

Туман испарения над водной поверхностью возникает в случаях, когда температура поверхности воды значительно выше температуры воздуха, перемещающегося с суши. Обычно при тумане разность $\Delta T = (T_{\text{воды}} - T_{\text{возд}}) \geq 10^{\circ}\text{C}$, а относительная влаж-

ность окружающего воздуха $f \geq 70\%$. С понижением относительной влажности f минимальная разность ΔT , при которой начинается образование тумана, увеличивается:

$f\%$	90—85	85—80	80	80—75	75—70
$\Delta T\text{ }^\circ\text{C}$	8,6	9,7	10,3	12,6	14,5

Поскольку с ростом скорости ветра усиливается турбулентное перемешивание, распространяющееся на слой большей толщины, минимальная разность ΔT тоже увеличивается при усилении скорости ветра v . Так, при $f = 85 \div 80\%$ разность ΔT при разных зна-

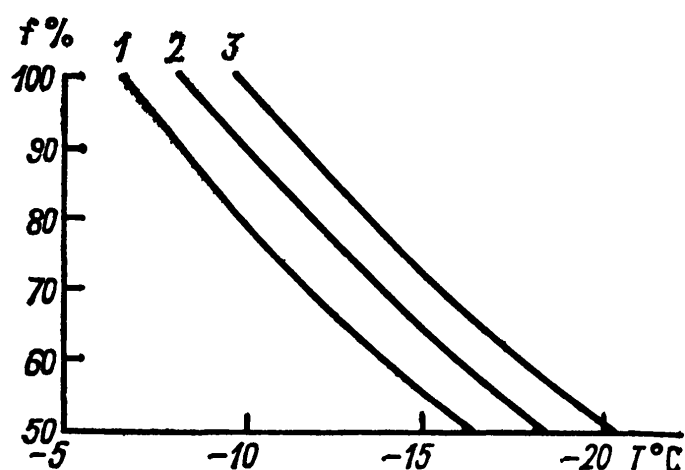


Рис. 15.6.1. График для определения условий образования тумана испарения различной водности.

1 — водность 0,03 г/м³, 2 — 0,03—0,04 г/м³,
3 — 0,05—0,01 г/м³.

чениях v имеет следующие значения (по данным наблюдений в лабораторных условиях):

$v\text{ м/с}$	0,22	0,35	0,45	0,52	0,68
$\Delta T\text{ }^\circ\text{C}$	8,5	9,3	9,8	10,3	10,8

Зимой, когда температура открытой поверхности воды обычно близка к 0°C , можно рассматривать непосредственно зависимость образования тумана от температуры и влажности воздуха. В связи с этим был получен эмпирический график (рис. 15.6.1), по оси абсцисс которого откладывается начальная температура, по оси ординат — начальная относительная влажность воздуха над сушей или ледяными полями. Если точка, соответствующая начальным значениям температуры и относительной влажности, находится слева от линии 1, то тумана не следует ожидать. В случае, когда указанная точка окажется между линиями 1 и 2, возможен слабый туман (видимость 500—1000 м), между линиями 2 и 3 — умеренный туман (видимость 200—500 м), справа от линии 3 — сильный туман (видимость 50—200 м). График рекомендуется использовать, если согласно прогнозу синоптического положения ожидается сильное выхолаживание воздуха на суше или над ледяными полями замерзшей части моря, а затем перемещение воздуха на открытую водную поверхность. Температуру и влажность воздуха следует брать на характерной станции или группе станций на суше, откуда перемещается воздух.

Для прогноза речного тумана испарения рекомендуется использовать теоретически полученные значения разности температуры вода—воздух (ΔT_0) и минимальной относительной влажности на наветренном берегу (F_0), при которых может образоваться туман над рекой различной ширины (0,1, 0,5 и 1,0 км) на расстоянии до 2 км от ее подветренного берега (табл. 15.6.1). Вблизи незамерзших узких рек туман возникает редко; он возможен только при температуре воздуха ниже -35°C .

Таблица 15.6.1

Разность температуры вода—воздух и минимальная относительная влажность при образовании тумана над рекой и на расстоянии 2 км от берега реки

Ширина реки, км	Расстояние от берега, км	Разность температуры вода—воздух, °С	Относительная влажность на наветренном берегу, %
0,1 0,5	2	35	80
	0	10	90
		15	80
		20	40
0,5	2	20	95
		25	87
		30	75
1,0		25	80

15.7. Прогноз тумана при сильных морозах

Туман при сильных морозах образуется благодаря поступлению водяного пара в воздух с продуктами сгорания. Этот вид тумана следует ожидать в населенных пунктах при развитии антициклона или отрога, в котором создаются условия для застоя и сильного выхолаживания воздуха над снежным покровом.

Температура воздуха в случае образования тумана при сильных морозах должна быть ниже некоторого критического значения $T_{\text{кр}}$, зависящего от относительной влажности f и атмосферного давления p (см. табл. 15.2.1).

Если температура окружающего воздуха выше $T_{\text{кр}}$ при данных f и p , то капельки пара не замерзают и в связи с недонасыщением относительно капель воды испаряются, что и ведет к рассеиванию пара без образования тумана. Однако необходимо учитывать, что выделяющийся при сгорании топлива водяной пар вызывает увеличение точки росы (относительной влажности) в нижнем слое воздуха, и следовательно, повышается значение $T_{\text{кр}}$. Поэтому для прогноза тумана необходимо хотя бы приближенно вычислять приращение точки росы при различной температуре воздуха в зависимости от видов и количества сжигаемого топлива.

При сгорании 1 кг топлива выделяется следующее количество водяного пара (W):

Топливо	W г
природный газ	2160
бензин	1305
торф	637
дрова	632
бурый уголь	458
кокс	60

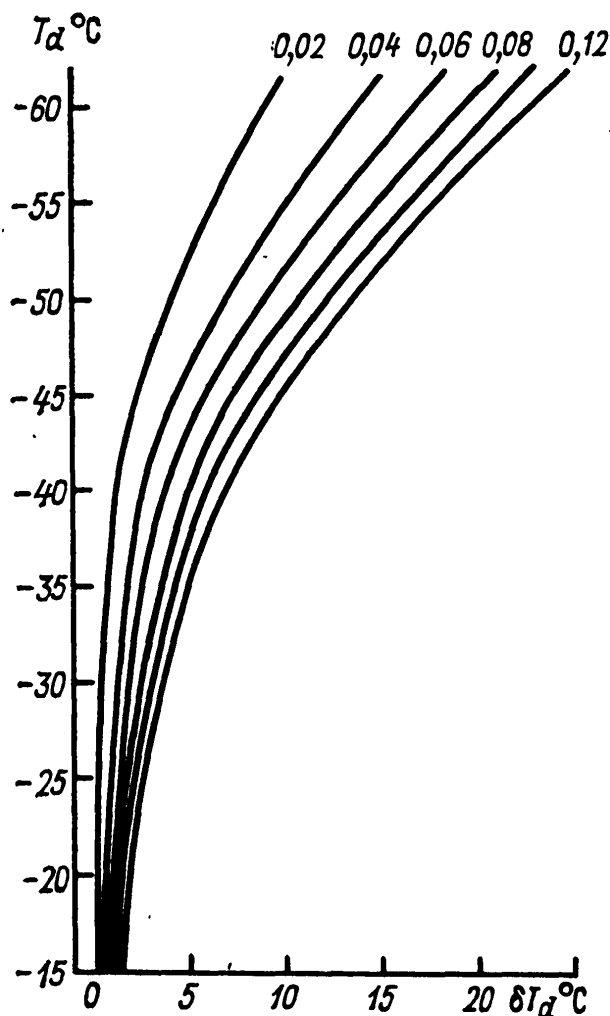


Рис. 15.7.1. Диаграмма для расчета повышения точки росы по значениям T_d и δT_d (наклонные кривые).

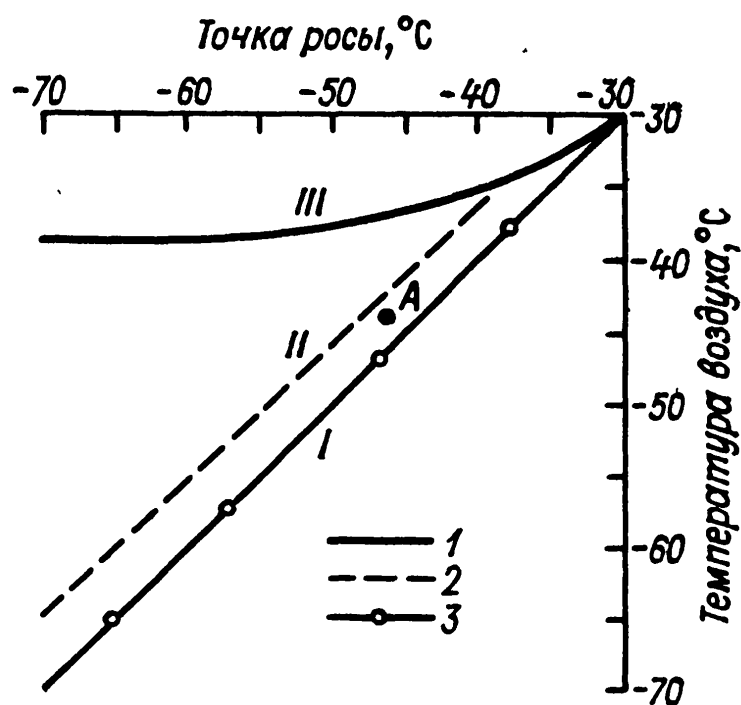


Рис. 15.7.2. Зависимость образования ледяного тумана от соотношения между температурой воздуха и точкой росы.

1 — линия разграничения областей уменьшения и увеличения степени насыщения воздуха водяным паром при сгорании топлива, 2 — линия насыщения воздуха по отношению ко льду, 3 — линия равных значений температуры и точки росы; I — область устойчивого ледяного тумана, II — область неустойчивого ледяного тумана, III — область отсутствия ледяного тумана.

Количество водяного пара δa г/м³, поступающего в атмосферу при сжигании топлива, может быть рассчитано по формулам:

$$\delta a = \frac{WQ}{2,4 \cdot 10^7 Sh} t,$$

$$\delta a = \frac{WQ}{8,64 \cdot 10^7 dvh},$$

где Q — масса топлива, сжигаемого за сутки (кг); S — площадь, где происходит сжигание топлива (км^2); h — толщина слоя распространения водяного пара (м); t — время (часы); d — ширина населенного пункта (км) в направлении нормали к вектору скорости v м/с.

По вычисленному значению δa и величине T_d может быть определено повышение точки росы δT_d с помощью графика (рис. 15.7.1), причем расчет δa и δT_d производится за один и тот же интервал времени.

Вычислив ожидаемое значение точки росы ($T_d + \delta T_d$) и зная температуру воздуха в приземном слое, для определения возможности образования морозного тумана можно использовать график рис. 15.7.2.

Если источники пара являются достаточно постоянными, то полезно исследовать местные условия образования морозных туманов.

15.8. Прогноз видимости. Общие замечания и рекомендации

Видимость, или, точнее, дальность горизонтальной видимости, является фактором, оказывающим большое влияние на работу авиации, автомобильного, железнодорожного и морского транспорта, подвесных дорог и т. д.

В настоящее время трудно найти такую отрасль народного хозяйства, где бы не требовалось учитывать состояние прозрачности атмосферы, дальность видимости. Однако возможности метеорологического обеспечения различных отраслей народного хозяйства прогнозами дальности видимости пока несколько ограничены.

В данном Руководстве рассматриваются только прогнозы горизонтальной метеорологической дальности видимости. В дальнейшем в этой главе термин «горизонтальная» почти не будет применяться, а вместо термина «метеорологическая дальность видимости» будет использоваться термин «видимость».

В метеорологии основной характеристикой дальности видимости является метеорологическая дальность видимости (МДВ), которая условно определяется расстоянием, на котором под воздействием атмосферной дымки теряется видимость абсолютно черной поверхности, имеющей на этом расстоянии угловые размеры не меньше $0,3^\circ$ и проектирующейся на фоне неба (дымки) у горизонта.

Теоретически между метеорологической дальностью видимости и прозрачностью атмосферы существует простая связь

$$S_m = \frac{\ln \varepsilon}{\ln \tau}, \quad (15.8.1)$$

где S_m — метеорологическая дальность видимости, ε — порог контрастной чувствительности глаза, τ — прозрачность атмосферы. При условии, что пороговый контраст ε есть величина постоянная, связь между S_m и τ становится однозначной. Однако конкретное значение ε в течение длительного времени подвергалось некоторым изменениям. В настоящее время по рекомендации Международной организации гражданской авиации и Всемирной метеорологической организации при визуальных наблюдениях и при расчетах применяется порог контрастной чувствительности глаза $\varepsilon = 0,05$. Тогда формула (15.8.1) принимает вид

$$S_m = \frac{3}{\mu}, \quad (15.8.2)$$

где μ — показатель ослабления ($\mu = -\ln \tau$).

В международной практике метеорологическую дальность видимости обозначают MOR. Именно эту величину, определяемую по формуле (15.8.2), прогнозируют в оперативных подразделениях Госкомгидромета.

Рассчитанные по формуле (15.8.2) и визуально определенные в светлое время суток значения МДВ во многих случаях бывают близкими между собой. Однако наблюдаются и значительные расхождения (например, при неоднородной прозрачности атмосферы). Визуальные наблюдения за дальностью видимости производятся только при отсутствии приборных измерений.

Ночью для визуального определения дальности видимости используются огни — обычно стандартные электрические лампы накаливания. Дальность видимости точечного источника света определяют из уравнения

$$E_0 = \frac{I}{L^2} e^{-\mu L}, \quad (15.8.3)$$

где L — дальность видимости огня; E_0 — пороговая освещенность; I — сила света.

Из сопоставления формул (15.8.2) и (15.8.3) видно, что связь S_m и L с прозрачностью атмосферы (показателем ослабления) не одинаковая. В зависимости от силы света I , пороговой освещенности E_0 при одной и той же прозрачности атмосферы τ дальность видимости огня может быть больше или меньше S_m , вычисленной по формуле (15.8.2), и теоретически L и S_m должны совпадать только в одной точке. Например, при наблюдениях ночью по стандартной электрической лампе накаливания мощностью 60 Вт при МДВ менее 1690 м $L > S_m$, а при МДВ больше указанного значения $L < S_m$. Следовательно, если в темное время суток (ночью) судить о дальности видимости по огням, а днем по дальности видимости черного объекта на фоне дымки, то с наступлением темноты при малых значениях происходит фиктивное увеличение дальности видимости, а с наступлением рассвета — ее уменьшение. При определенных исходных значениях МДВ это иногда приводит к ложным представлениям о рассеянии или о по-

явлении тумана. При расчете же дальности видимости по формуле (15.8.2) любые изменения метеорологической дальности видимости обусловлены только изменениями прозрачности атмосферы. Поэтому рассчитанные по формуле (15.8.2) значения МДВ сопоставимы для любых сочетаний времени суток и для измерений, выполненных через любой интервал времени, например, через несколько суток, месяц или год. Эти данные также сопоставимы для пунктов, расположенных на любом расстоянии друг от друга, и даже в том случае, если один и тот же момент времени приходится в этих пунктах на разное время суток.

Для сравнения дальности видимости, определенной визуально по огням, с МДВ значения дальности видимости огней, приводят к метеорологической дальности видимости. Для этого можно воспользоваться данными табл. 15.8.1 и 15.8.2. По известной мощности стандартной электрической лампы общего пользования в соответствующей таблице находим минимальное значение МДВ.

Прогноз видимости основывается на прогнозе возможности возникновения или сохранения, а также ослабления явлений, ухудшающих видимость.

Можно выделить следующие условия, приводящие к ухудшению видимости, в прилегающем к поверхности Земли слое атмосферы: 1) явления, связанные с конденсацией или сублимацией водяного пара в непосредственной близости к поверхности Земли; 2) выпадение осадков; 3) помутнения атмосферы за счет поступления в нее мельчайших частиц пыли и песка, поднимаемых ветром с поверхности почвы и снега с поверхности снежного покрова; 4) поступление в атмосферу продуктов неполного сгорания; 5) сочетание перечисленных выше условий.

Ухудшение видимости может иметь локальный характер (радиационный туман и туман испарения, ливневые осадки при внутримассовых ситуациях), занимать относительно большие площади (адвективный и фронтальный туман, обложные осадки, пыльные и песчаные бури и др.), занимать очень большие площади (опалесцирующее помутнение, туманы под инверсиями оседания в обширных континентальных антициклонах, адвективная мгла и т. д.).

В различных географических районах могут преобладать различные явления, вызывающие наиболее часто и наиболее значительные ухудшения видимости. Например, на Украине наиболее часто ухудшение видимости до значений менее 1 км обусловлено туманами (табл. 15.8.3).

На Дальнем Востоке в ряде районов основной причиной ухудшения видимости являются снегопады и метели, над дальневосточными морями и на побережье — адвективные туманы, выносимые с морей.

В Средней Азии, в Прикаспийской низменности, на Северном Кавказе, на юге Украины и в некоторых других районах пыльные бури (на юге ЕТС их называют черными бурями) нередко ухудшают видимость до 500 м и менее. Возникновение пыльных

Таблица 15.8.1

Перевод дальности видимости световых ориентиров — электрических ламп накаливания общего пользования (белого цвета) — в метеорологическую дальность видимости (км). Ночь

Мощность лампы, Вт	Расстояние до светового ориентира, км											
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	1,5
15	<0,050	0,075	0,125	0,200	0,250	0,350	0,450	0,550	0,700	0,800	1,000	1,500
25	<0,050	0,075	0,125	0,150	0,250	0,300	0,400	0,450	0,550	0,650	0,850	1,200
40	<0,050	0,075	0,100	0,150	0,200	0,300	0,350	0,400	0,500	0,600	0,750	1,000
60	<0,050	0,050	0,100	0,150	0,200	0,250	0,300	0,400	0,450	0,500	0,650	0,900
75	<0,050	0,050	0,100	0,150	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400	0,450	0,600	0,850
100	<0,050	0,050	0,100	0,150	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400	0,450	0,550	0,800
150	<0,050	0,050	0,100	0,125	0,150	0,200	0,250	0,300	0,400	0,450	0,550	0,750
200	<0,050	0,050	0,075	0,125	0,150	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400	0,550	0,700
300	<0,050	0,050	0,075	0,125	0,150	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400	0,500	0,650

Мощность лампы, Вт	Расстояние до светового ориентира, км											
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0
15	2,9	4,7	7,0	11,0	18,0	>20	—	—	—	—	—	—
25	2,1	3,1	4,3	6,0	8,0	10,0	14,0	>20	>20	>20	>20	>20
40	1,7	2,5	3,4	4,5	5,8	7,0	9,0	14,0	14,0	16,0	17,0	16,0
60	1,5	2,1	2,8	3,6	4,6	5,7	7,0	10,0	12,0	13,0	13,6	13,0
75	1,4	1,9	2,6	3,3	4,1	5,1	6,0	8,0	10,0	10,0	11,0	11,0
100	1,3	1,8	2,3	3,0	3,7	4,5	5,4	7,0	8,0	9,0	9,0	
150	1,1	1,6	2,1	2,6	3,2	3,9	4,6	6,0	7,0	7,0	7,0	
200	1,1	1,5	1,9	2,4	3,0	3,5	4,2	5,6	6,0	6,0	6,0	
300	1,0	1,3	1,7	2,2	2,7	3,2	3,7	4,9	6,0	7,0	9,0	

Таблица 15.8.2

Перевод дальности видимости светового ориентира — стандартной электрической лампы (белого цвета) мощностью 60 Вт — в метеорологическую дальность видимости. Ночь

Расстояние до светового ориентира, км	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8
Метеорологическая дальность видимости, км . .	0,025	0,075	0,125	0,150	0,200	0,300	0,350	0,450

Расстояние до светового ориентира, км	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0
Метеорологическая дальность видимости, км . .	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,6	1,7

Примечание. На аэродромах одиночные источники света смонтированы на щитах-ориентирах в предохраняющих их стеклянных колпаках, что обуславливает дополнительное ослабление светового потока, исходящего от источника света.

Таблица 15.8.3

Повторяемость ухудшенной видимости (число случаев)

Пункт	Видимость, км										
	2—1	1—0,5	<0,5	<1	2—1	1—0,5	<0,5	<1	2—1	1—0,5	<0,5
	дымка	туман			снег и метель				другие явления		
Харьков	88	14	23	37	20	4	3	7	5	1	1
Киев	68	26	30	53	11	3	1	4	2	—	—
Чернигов	110	51	16	67	19	5	—	5	3	—	—
Умань	51	25	36	61	7	6	2	8	2	—	—
Одесса	15	19	41	60	4	5	1	6	—	1	—

и песчаных бурь зависит от состояния и свойств почвы. Если в одних местах значительные ухудшения видимости наблюдаются уже при скоростях ветра 8—10 м/с, то в других районах оно может наступать лишь при скорости ветра 16—18 м/с.

Видимость во время мглы бывает такой же плохой, как и во время пыльной бури. При адвективной мгле, являющейся следствием интенсивной пыльной бури в близлежащих районах, может наблюдаться ухудшение видимости до нескольких сотен и даже десятков метров.

Из приведенных примеров ясно, что изучение климатических характеристик районов, для которых составляются прогнозы видимости, является одним из важнейших условий их успешности. Кроме того успешность прогнозов видимости зависит от анализа синоптических ситуаций, обуславливающих возникновение явлений, ухудшающих видимость в данном географическом районе. Например, в центральных районах Европейской территории СССР радиационные туманы наблюдаются преимущественно

вблизи оси гребня или на периферии антициклона. Реже радиационный туман наблюдается вблизи центров антициклона или барической седловины, расположенных в центральной части ЕТС. Адвективный туман в указанных районах наблюдается при выносе теплого и относительно влажного воздуха по западной и северо-западной периферии антициклона. При этом минимальная метеорологическая дальность видимости в радиационном тумане во многих случаях зависит от продолжительности его существования, от величины понижения точки росы после его возникновения.

На Европейской территории СССР в среднем видимость в радиационных туманах меньше, чем в адвективных, так как адвекция воздуха сопровождается некоторой турбулентностью и вследствие этого некоторым улучшением прозрачности в слое атмосферы у поверхности Земли. При прогнозе необходимо учитывать водность тумана, а также рельеф на пути его перемещения. В условиях резко континентального климата водность радиационного тумана бывает меньше, чем на ЕТС, и поэтому такого значительного ухудшения прозрачности и уменьшения МДВ, как на ЕТС, там не наблюдается. Если на пути движения адвективного тумана встречаются возвышенности, то при подъеме по склонам наблюдается адиабатическое охлаждение воздуха, сопровождающееся уплотнением тумана.

Основой прогноза видимости при наличии пыли, песка или снега, поднимаемых с поверхности Земли, является прогноз скорости и направления ветра. При этом необходимо учитывать климатическую повторяемость соответствующих явлений погоды для периода составления прогноза и синоптических ситуаций, при которых эти явления наблюдаются.

При прогнозе ухудшения видимости следует учитывать возможность отрыва мельчайших частиц пыли и песка с поверхности почвы или снега с поверхности снежного покрова. Так, при наличии какой-либо поверхностной пленки (например, при замерзании капель росы) отрыв пылинок и частиц песка затруднен или практически не происходит. Фактически не наблюдаются низовые общие метели, если снежный покров образовался в результате выпадения мокрого снега, или образовалась поверхностная пленка в результате подтаивания и дальнейшего замерзания верхней части снежного покрова. Требуется очень большие скорости ветра для возникновения низовой метели при наличии уплотненного снега (табл. 15.8.4).

Таблица 15.8.4

Вероятность (P) возникновения низовой метели в зависимости от скорости ветра (V) при плотном снеговом покрове на Украине

V м/с	4—6	7—10	11—14	15—18	19—23	более 23
P %	20	44	50	62	80	100

В таких случаях ухудшение видимости может носить преимущественно локальный характер. Пыльные и песчаные бури часто

обуславливают наиболее сильное ухудшение видимости лишь в начале их возникновения, а низовые метели или поземки могут иметь несколько зарядов. При прогнозе ухудшения видимости в указанных явлениях следует учитывать их суточный ход.

Поступление в атмосферу продуктов неполного сгорания и обогащения воздуха водяным паром при сжигании топлива обуславливают ухудшение прозрачности атмосферы и ухудшение видимости в результате образования городской мглы (при отсутствии условий для конденсации водяного пара) или городских (морозных) туманов.

Особенно значительные ухудшения видимости до нескольких сотен и даже десятков метров наблюдаются в зонах малоподвижных фронтов при смещении фронтальных туманов с производственными дымами. В таких случаях синоптик должен быть особенно внимателен, давая прогноз дальности видимости.

Ниже рассмотрим некоторые способы прогноза видимости при различных атмосферных явлениях. Следует подчеркнуть, что одним из важнейших условий успешности прогноза видимости является уточнение рекомендуемых графиков, номограмм и коэффициентов предлагаемых расчетных способов прогноза метеорологической дальности видимости по материалам метеорологических и аэрологических станций конкретных районов.

15.9. Прогноз видимости под низкими слоистыми облаками и в дымке

Прогноз видимости под низкими облаками может быть основан на идентичности процессов, приводящих к образованию низкой слоистой облачности, влажной дымки и, например, адвективных туманов. Между горизонтальной метеорологической дальностью видимости (МДВ) у поверхности Земли и высотой нижней границы облаков (НГО) существует связь, наиболее тесная при низких слоистых облаках.

В формулу (15.8.2) входит полный показатель ослабления

$$\mu = g + \mu_v + \mu_s, \quad (15.9.1)$$

где g — коэффициент рассеяния в сухой и чистой атмосфере, μ_v и μ_s — показатели ослабления соответственно для влажной и сухой части атмосферного аэрозоля, являющиеся переменными составляющими полного показателя ослабления.

Одной из причин увеличения μ_v может явиться наложение влияния подоблачной дымки на общий фон прозрачности атмосферы у поверхности Земли. Поэтому при прочих равных условиях прозрачность атмосферы у земной поверхности при низких облаках с отчетливо выраженным слоем подоблачной дымки должна быть меньше, чем при отсутствии таких облаков.

Кроме того, вследствие увеличения плотности подоблачной дымки по мере приближения к нижней поверхности облаков,

в среднем при более низких облаках следует ожидать меньшую МДВ у поверхности Земли. Однако влияние подоблачной дымки на общее ухудшение прозрачности атмосферы у поверхности Земли в каждом конкретном случае может быть различным. Поэтому не следует полагать, что во всех случаях значения МДВ у поверхности Земли будут ограничены в узких пределах в зависимости только от высоты НГО.

Показатель μ_s часто зависит от оптических характеристик воздушных масс. Известно, например, что при южном потоке воздуха сухое помутнение обычно больше, чем при северном. Поэтому прозрачность атмосферы у поверхности Земли даже при низких облаках может зависеть от направления ветра (табл. 15.9.1).

Таблица 15.9.1

Повторяемость (%) МДВ при наличии слоистых облаков в зависимости от направления ветра. Шереметьево, 1968—1970 гг.

Высота НГО, м	Направ- ление ветра	МДВ, км				МДВ _{ср} , км	Средняя скорость ветра, м/с	Число случаев
		1,1—2,0	2,1—4,0	4,1—6,0	6,1—10,0			
110—150 (130)	С	16,1	30,1	40,9	12,9	4,14	3,20	93
	Ю	32,1	50,6	17,3	0,0	2,75	3,06	156
160—200 (180)	С	3,2	20,0	26,4	50,4	6,52	3,45	125
	Ю	10,5	33,9	35,5	20,1	4,57	3,46	124

Для прогноза видимости (точнее, знака ее изменения) можно использовать статистическую связь между одновременными изменениями высоты НГО и горизонтальной МДВ у поверхности Земли (табл. 15.9.2). Из данных этой таблицы следует, что при понижении высоты нижней границы облаков горизонтальная видимость ухудшается. Чем меньше высота НГО, тем уверенней можно прогнозировать ухудшение горизонтальной видимости при понижении НГО.

Видимость в приземном слое при наличии низких облаков зависит также от скорости ветра, влажности воздуха и стратификации температуры воздуха в подоблачном слое. При слабом ветре видимость мала и увеличивается лишь с ростом γ .

Видимость 2 км и менее под низкими слоистыми облаками на равнинной местности наблюдается обычно при скорости ветра не более 5 м/с, а на наветренных склонах возвышенностей — при более значительных скоростях, 10—12 м/с и более. На равнинной местности ухудшенная видимость может наблюдаться при относительно больших скоростях ветра (до 10—12 м/с) лишь при условии, что усиление ветра сопровождается переносом воздуха с малыми значениями дефицита точки росы при относительно больших ее значениях. В этих случаях относительная влажность бы-

Таблица 15.9.2

Повторяемость (%) совпадения знака изменения горизонтальной видимости со знаком изменения высоты НГО
(в числителе — повторяемость, %, в знаменателе — общее число случаев; период времени между двумя отсчетами — 1 ч)

Высота НГО, м	Градации изменения высоты НГО, м					
	≤ 20	21—40	41—60	61—80	81—100	> 100
≤ 100	$\frac{60,7}{614}$	$\frac{97,2}{144}$	$\frac{100}{43}$	$\frac{94,7}{19}$	$\frac{100,0}{14}$	$\frac{100,0}{6}$
101—200	$\frac{54,5}{804}$	$\frac{71,3}{366}$	$\frac{84,4}{154}$	$\frac{93,6}{63}$	$\frac{91,7}{36}$	$\frac{92,9}{28}$
> 200	$\frac{57,2}{1418}$	$\frac{78,6}{510}$	$\frac{87,8}{197}$	$\frac{93,9}{82}$	$\frac{94,0}{50}$	$\frac{94,1}{34}$

вает не меньше 90 %, а дефицит точки росы ($T - T_d$) $\leq 1^\circ\text{C}$. При отсутствии заметного увеличения точки росы усиливающийся турбулентный перенос водяного пара и продуктов конденсации вверх обуславливает улучшение видимости у поверхности Земли.

Следует еще раз подчеркнуть, что ухудшенная видимость наиболее часто наблюдается при слабом ветре и слабой турбулентности, при градиентах температуры в подоблачном слое меньших, чем влажноадиабатические, и при наличии над облачным слоем инверсии температуры, сопровождаемой ростом массовой доли влаги (табл. 15.9.3).

Таблица 15.9.3

Зависимость видимости (км) от скорости ветра и вертикального градиента температуры γ в слое 0—2000 м. Украина

Скорость ветра, м/с	γ $^\circ\text{C}/100$ м				
	< -3	$-3, -1$	$-1, -0$	$0-1$	> 1
0—3	1,3	1,8	2,4	3,6	7,0
4—7	1,7	2,6	3,2	6,7	9,5
> 7	—	4,1	5,7	7,2	9,6

Для прогноза возможности образования низкой облачности с дымкой при видимости 1—2 км можно пользоваться номограммой и дополнительным графиком (см. рис. 15.10.5 и 15.10.6 в п. 15.10).

Для прогноза видимости у поверхности Земли при наличии низкой облачности можно использовать формулы, полученные

путем дискриминантного анализа (о дискриминантном анализе см. гл. 18).

Линейные дискриминантные функции имеют вид

$$L = AM' + a_0, \quad (15.9.2)$$

где A — векторный коэффициент дискриминантной функции; M' — транспонированный вектор предикторов; a_0 — свободный член. Примеры коэффициентов дискриминантных функций приведены в табл. 15.9.4.

Таблица 15.9.4

Коэффициенты дискриминантных функций для прогноза видимости $S_m < 1000$ м или $S_m \geq 1000$ м на 2 ч в Шереметьево при юго-восточном ветре ($dd = 120-150^\circ$)

Период прогноза, ч	Предикторы						Свободный член
	$S_{m,0} \cdot 10^{-2}$	$H_0 \cdot 10^{-1}$	$V_0 \cdot 10^0$	$S_{m,-1} \cdot 10^{-2}$	$H_{-1} \cdot 10^{-1}$	$V_{-1} \cdot 10^0$	
1	0,438	0,036	-0,705	0,011	-0,025	0,722	-5,982
2	0,263	0,025	-0,807	0,047	-0,075	0,441	-3,472
3	0,204	0,017	-0,539	0,026	-0,025	0,397	-3,232

Примечания: 1. $S_{m,0}$, H_0 , V_0 — видимость, высота НГО и скорость ветра в срок составления прогноза, $S_{m,-1}$, H_{-1} , V_{-1} — за час до составления прогноза.

2. При дискриминантной функции $h < 0$ прогнозируется видимость менее 1000 м, при $h > 0$ — 1000 м и более.

Расчет вероятности осуществления одного из двух взаимоисключающих классов событий производится по логистическим функциям, которые в самом упрощенном виде имеют вид:

$$P_1 = \frac{1}{1 + e^{L_2 - L_1}} \quad (15.9.3)$$

и

$$P_2 = \frac{1}{e^{L_1 - L_2} + 1}, \quad (15.9.4)$$

соответственно для 1-го и 2-го класса ($P_1 + P_2 = 1$), L_1 и L_2 вычисляют по формуле (15.9.2).

С учетом климатологической повторяемости и при выражении вероятности в процентах формулы (15.9.3) и (15.9.4) принимают вид:

$$P_1 = \frac{Q_1}{Q_1 + Q_2 e^{(L_2 - L_1)}} \cdot 100 \quad (15.9.5)$$

и

$$P_2 = \frac{Q_2}{Q_1 e^{(L_1 - L_2)} + Q_2} \cdot 100, \quad (15.9.6)$$

где Q_1 и Q_2 — климатологические повторяемости явления 1-го и 2-го класса соответственно.

Для учета направления ветра при прогнозе видимости (на ближайшие 2 ч) целесообразно использовать дискриминантные функции для различных направлений ветра (по странам света или в зависимости от особенностей рельефа местности).

Появление облачности среднего и даже верхнего яруса сопровождается некоторым уменьшением МДВ у поверхности Земли, которое часто визуально не воспринимается. Поэтому в рассматриваемых далее рекомендациях для прогноза дальности видимости при дымке предполагается, что влияние облачности на значение МДВ практически отсутствует, т. е. либо наблюдаются очень высокие облака, либо облачность вообще отсутствует.

Одним из основных факторов возникновения или уплотнения атмосферной дымки является увеличение относительной влажности приземного слоя воздуха (уменьшение дефицита точки росы).

Обычно заметное ухудшение видимости наблюдается при увеличении относительной влажности у поверхности Земли до 70 % и более. Так в среднем при температуре выше нуля для относительной влажности 70 % характерна метеорологическая дальность видимости около 7 км, для относительной влажности 80 % — 4 км и для относительной влажности 90 % — около 2 км.

Однако при дымке, как и в случае низких облаков, абсолютные значения МДВ связаны с общим фоном прозрачности атмосферы.

При прогнозе видимости в условиях атмосферной дымки, как и в других случаях, необходимо учитывать ее суточный ход. Над сушей минимальное значение МДВ наблюдается близко к сроку, соответствующему минимальной температуре воздуха, т. е. в утренние часы — перед восходом Солнца.

В момент восхода Солнца нередко видимость продолжает ухудшаться и лишь при некотором прогреве, приводящем к уменьшению относительной влажности (увеличению дефицита точки росы), видимость начинает улучшаться и достигает максимума в дневные часы. Улучшение видимости связано также с разрушением приземных инверсий, увеличением скорости ветра и турбулентности в пограничном слое атмосферы.

15.10. Прогноз видимости в тумане

При составлении прогноза видимости в тумане полезно учитывать связи между ожидаемым понижением точки росы и уменьшением видимости. Представление об этом можно получить из данных табл. 15.10.1. Из данных этой таблицы видно, например, что если в некоторый исходный момент в тумане точка росы была порядка 5—10 °С и видимость $S_m \geq 400$ м, то при дальнейшем понижении точки росы на 1 °С (или 2 °С) следует ожидать ухудшения МДВ до 200—150 м.

**Зависимость МДВ (м) от понижения точки росы (T_d)
после возникновения тумана**

Исходная МДВ, м	Исходная T_d , °C	Понижение T_d °C											
		0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	1,7	2,0	2,5	3,0
1000	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
	0	650	500	375	350	300	250	225	200	200	175	175	150
	—10	750	650	500	475	400	350	325	300	275	250	225	200
800	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
	0	550	475	375	325	300	250	225	200	200	175	150	150
	—10	650	550	475	425	375	325	300	275	275	250	225	200
600	10	425	350	275	250	225	175	175	150	150	125	125	100
	0	475	425	325	300	275	250	225	200	200	175	150	150
	—10	500	475	400	375	350	300	300	275	250	225	225	200
400	10	325	300	250	225	200	175	150	150	150	125	125	100
	0	350	325	275	275	250	225	200	175	175	175	150	150
	—10	375	350	325	300	300	275	250	225	225	225	200	175
200	10	175	175	150	150	150	125	125	125	125	100	100	100
	0	175	175	175	175	150	150	150	150	125	125	125	125
	—10	175	175	175	175	175	175	175	150	150	150	150	150

Примечание. Округление производилось в сторону меньших значений через 25 м при МДВ < 500 м и через 50 м при МДВ > 500 м.

Прогноз видимости в радиационном тумане

Прогноз видимости в тумане основан на связи прозрачности атмосферы (метеорологической дальности видимости) с водностью тумана, размером (радиусом) капелек или кристаллов, из которых состоит туман, и их количеством в единице объема. Связь МДВ с водностью и размером капелек выражается формулой

$$S_m = 2,6 \frac{r^*}{\omega}, \quad (15.10.1)$$

где r^* — так называемый поверхностно-эквивалентный (эффективный) радиус капли (мкм), ω — водность (г/м³).

Туман редко бывает монодисперсным. Распределение капелек по размерам часто близко к распределению, показанному на рис. 15.10.1.

Водность тумана наиболее сильно зависит от таких параметров, как температура воздуха, вертикальный градиент температуры, скорость вертикального движения, интенсивность турбулентного обмена. Для радиационного и адвективного тумана можно считать, что в среднем водность увеличивается с ростом температуры.

Из формулы (15.10.1) следует, что дальность видимости уменьшается с увеличением водности при неизменном распределении капель по размерам и с уменьшением размеров капель при постоянной водности.

В реальных условиях часто оба параметра — r^* и ω — одновременно меняются. Поэтому по данным измерений какой-либо одной величины, например водности, нельзя сделать однозначный вывод об изменении метеорологической дальности видимости.

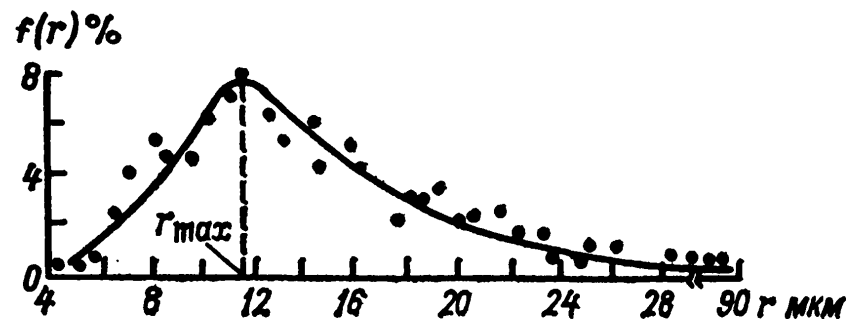


Рис. 15.10.1. Распределение капель по размерам в жидкокапельных туманах при температуре воздуха $-9, -10^\circ\text{C}$.

Однако по материалам (около 100 случаев) одновременных измерений показателя ослабления и водности тумана были получены следующие соотношения:

$$S_m = \frac{60}{\sqrt{\omega}} \quad (15.10.2)$$

(S_m — в метрах, ω — в г/м^3).

$$r^* = 32 \sqrt{\omega} \quad (15.10.3)$$

(r^* — в микрометрах).

В табл. 15.10.2 приведены значения S_m , рассчитанные по соотношению (15.10.2).

Таблица 15.10.2

Метеорологическая дальность видимости (S_m) в зависимости от водности тумана (ω)

ω г/м^3 . . .	0,005	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5
S_m м . . .	850	600	425	270	190	135	95	75	65	60	55	50

На метеорологических станциях водность и размеры частиц тумана не измеряют. Поэтому непосредственно пользоваться формулой (15.10.1) или (15.10.2) невозможно. Однако, используя обе эти формулы и данные из табл. 15.10.3 и 15.10.4, представляется возможным предсказать изменение видимости в радиационном тумане.

Для этого поступаем следующим образом.

1. Исходя из формулы (15.10.2) находим водность тумана в исходный момент: $\omega_0 = \left(\frac{60}{S_m}\right)^2$.

Таблица 15.10.3

Изменение количества перенасыщенного водяного пара (ΔA г/м³) при понижении температуры насыщенного воздуха на 1 °С

T °С	ΔA	T °С	ΔA	T °С	ΔA	T °С	ΔA
10		5		0		—5	
9	0,17	4	0,12	—1	0,09	—6	0,07
8	0,16	3	0,12	—2	0,09	—7	0,06
7	0,15	2	0,11	—3	0,08	—8	0,06
6	0,14	1	0,10	—4	0,08	—9	0,05
5	0,13	0	0,10	—5	0,07	—10	0,05

Таблица 15.10.4

Приращение водности тумана в зависимости от количества сконденсировавшегося водяного пара

A г/м ³ . . .	1,0	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1	0,07	0,05	0,03	0,02	0,01
ω г/м ³ . . .	0,29	0,20	0,14	0,09	0,06	0,03	0,02	0,014	0,009	0,006	0,003

2. Прогнозируем предполагаемое понижение температуры воздуха после возникновения тумана. Затем по табл. 15.10.3 (или по аналогичной таблице с большим интервалом температур) находим ΔA .

3. Пользуясь табл. 15.10.4, определяем приращение водности $\Delta \omega$ к исходной водности тумана по формуле

$$\Delta \omega = \frac{A(t) - A(t - \Delta t)}{3,5}. \quad (15.10.4)$$

Тогда с учетом понижения температуры водность тумана равна

$$\omega = \omega_0 + \Delta \omega. \quad (15.10.5)$$

4. По формуле (15.10.3) определяем новое значение r^* .

5. По формуле (15.10.2) рассчитываем новое значение S_m .

Наиболее крупные капли тумана осаждаются в виде росы или инея на поверхности Земли, а более мелкие капли частично переносятся за счет турбулентного обмена вверх.

При прогнозе видимости в радиационном тумане необходимо учитывать, что минимальная видимость обычно отмечается около времени восхода Солнца (рис. 15.10.2).

Как видно на рис. 15.10.2, время наибольшего ухудшения видимости в радиационном тумане над почвой близко ко времени восхода Солнца или отличается от него на ± 2 ч; над снегом минимальная видимость чаще отмечается через 1 ч после восхода Солнца или в промежутке времени от 2 ч перед восходом до 3 ч после восхода Солнца.

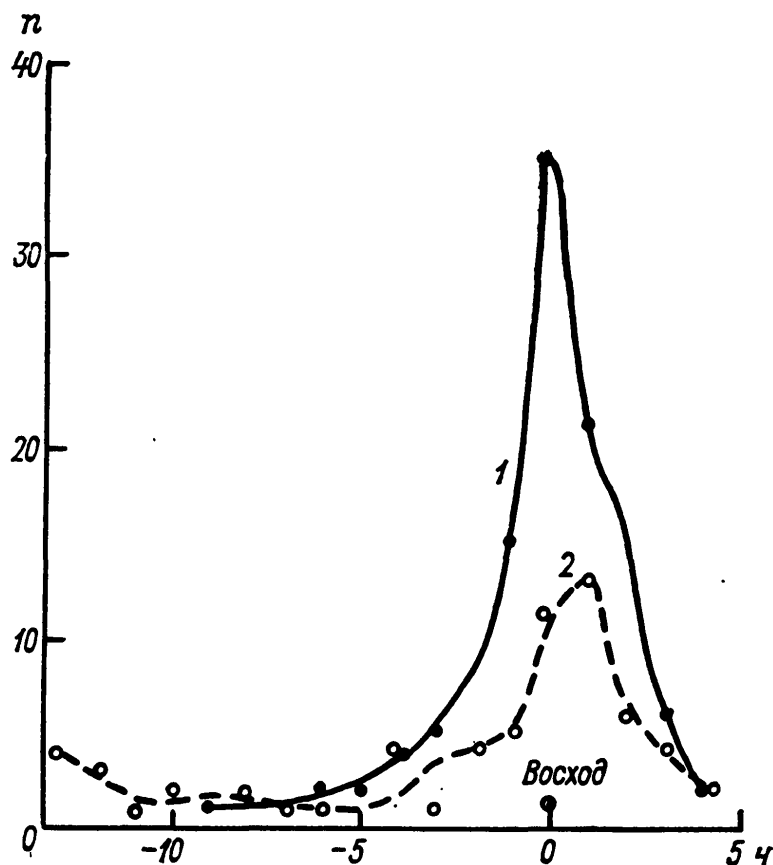
Эти данные подтверждают возможность предусматривать в прогнозе минимальную видимость в тумане около времени вос-

хода Солнца, если не ожидается к утру изменение условий погоды (появление облаков, усиление ветра, осадки и др.).

По статистическим данным при продолжительности радиационного тумана менее 2 ч наиболее вероятна минимальная метеорологическая видимость в интервале 500—1000 м; при продолжительности от 3 до 6 ч почти в половине случаев вероятна видимость меньше 500 м и более чем в четверти случаев — меньше 200 м; при продолжительности тумана от 6 до 18 ч минимальная

Рис. 15.10.2. Распределение числа случаев (n) минимальной видимости в радиационном тумане относительно времени восхода Солнца. Район Москвы, 1947—1956 гг.

1 — туман над почвой, 2 — туман над снегом.



видимость меньше 500 м возможна в преобладающем числе случаев, а менее 200 м — в половине случаев.

Видимость в тумане может существенно изменяться в зависимости от стадии развития тумана, его структуры. В устойчивом радиационном тумане колебания видимости за промежуток времени не более 30 мин сравнительно небольшие; они редко перекрывают тенденцию постепенного ухудшения видимости по мере понижения температуры воздуха до восхода Солнца.

После восхода Солнца видимость в радиационном тумане начинает улучшаться, но не всегда плавно. По мере прогрева воздуха и усиления ветра у поверхности Земли туман утрачивает устойчивость, перед рассеянием он становится клочкообразным и подвижным (ползучим). Отдельные клочья тумана при своем перемещении вызывают значительные локальные колебания видимости, которые перекрывают тенденцию ее увеличения в связи с испарением продуктов конденсации и увеличением прозрачности воздуха в приземном слое.

На рис. 15.10.3 приведен график для определения возможных колебаний видимости в неустойчивых туманах. Например, если в какой-то исходный срок наблюдения видимость составляет 600 м,

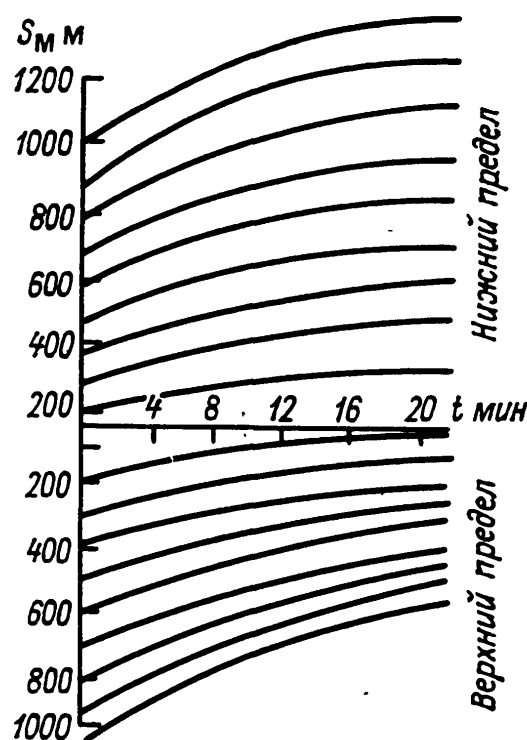


Рис. 15.10.3. График для определения колебаний видимости в неустойчивых туманах с обеспеченностью 80 %.

то с вероятностью 80 % можно утверждать, что через 12 мин она будет находиться в пределах 450—800 м, а через 20 мин — в пределах 400—1000 м.

Прогноз видимости в адвективном тумане

В основу методики прогноза видимости в адвективном тумане положена связь между видимостью и перенасыщением перемещающегося в пункт прогноза теплого и влажного воздуха.

Прогноз видимости составляется по комплексному графику, приведенному на рис. 15.10.4. По значению дефицита точки росы (ось ординат) в начале девятичасовой траектории и по составляющей горизонтального градиента точки росы (ось абсцисс) определяем прогнозируемое явление: туман или слоистые облака. В приведенном на рис. 15.10.4 примере искомая точка *A* оказалась на графике в области тумана. Она найдена по значению дефицита точки росы в начале траектории $\Delta' = 1,5^\circ\text{C}$ и составляющей градиента точки росы $T'_d - T_d/\Delta S = 0,73^\circ\text{C}/100\text{ км}$. Поскольку точка *A* по первым двум предикторам оказалась на графике в области тумана, используем третий предиктор — скорость ветра v . Значение v м/с отсчитывается книзу от точки *O* на оси ординат. В нашем примере $v = 2$ м/с и новая искомая точка *B* находится в части области тумана с видимостью 300—500 м.

Если точка *A* на графике (рис. 15.10.4) оказывается в области *St*, то третий предиктор — скорость ветра — не используется.

Для прогноза видимости в адвективном тумане можно также пользоваться номограммой, приведенной на рис. 15.10.5, и дополнительным графиком на рис. 15.10.6. В области, ограниченной на

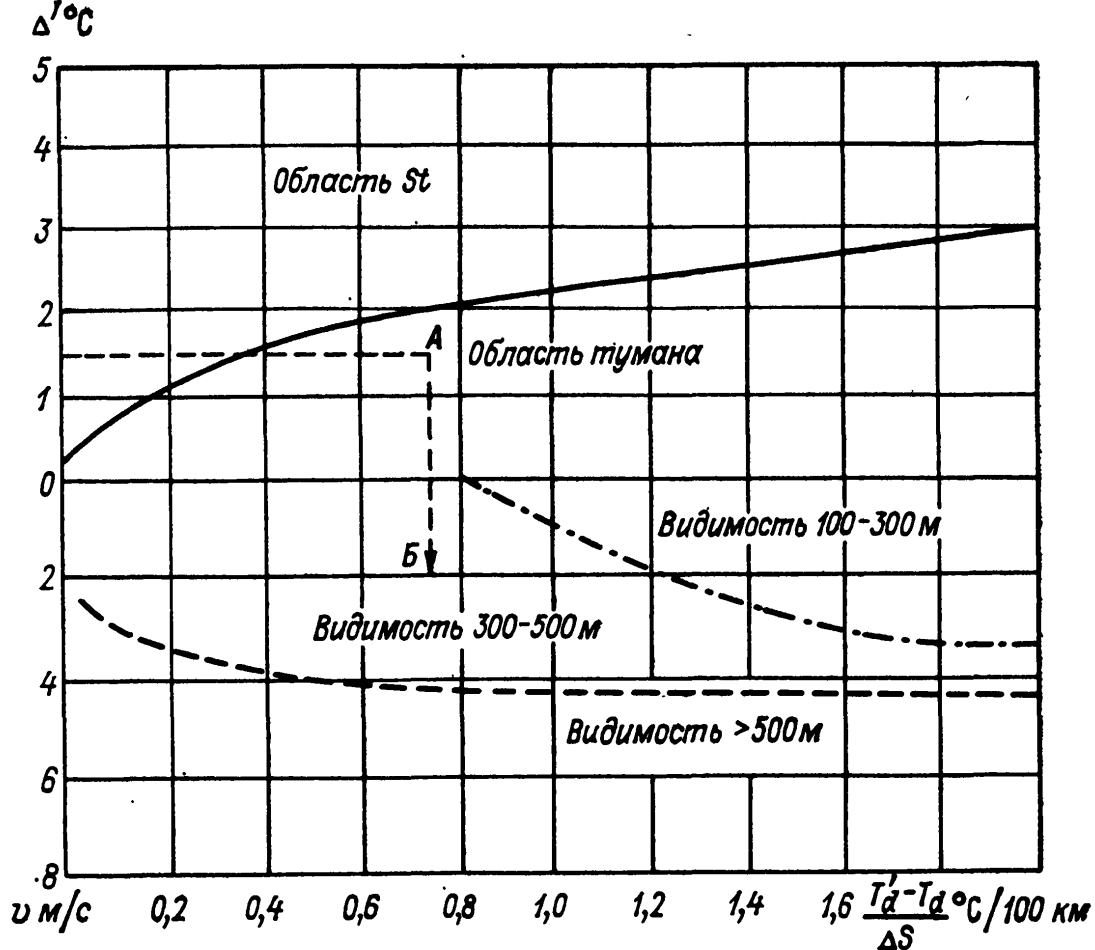


Рис. 15.10.4. Комплексный график для прогноза адвективного тумана и видимости в нем по составляющей горизонтального градиента точки росы $\Delta T_d/\Delta S$ вдоль 9-часовой траектории воздушных частиц, дефициту точки росы (Δ') в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра (v) в пункте прогноза.

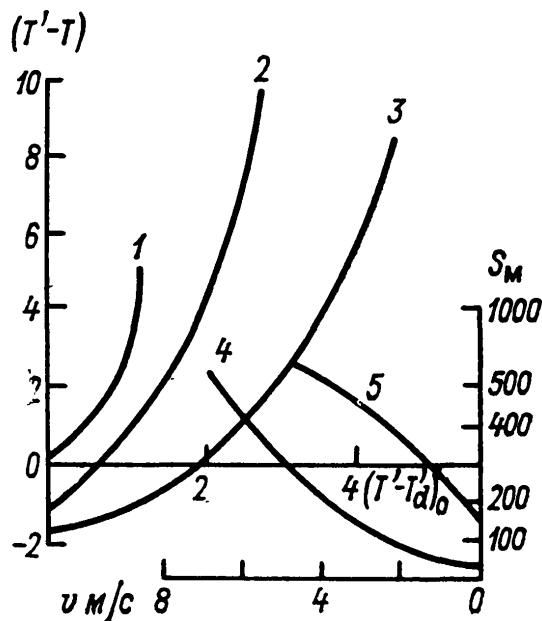


Рис. 15.10.5. Номограмма для прогноза тумана и низких облаков.

1 — кривая, ограничивающая область с туманами с видимостью менее 500 м; 2 — кривая, ограничивающая область с туманами с видимостью менее 1000 м; 3 — кривая, ограничивающая область низких облаков; 4 — кривая, показывающая при каких скоростях ветра возможна минимальная видимость в тумане; 5 — наиболее вероятная видимость в данных условиях.

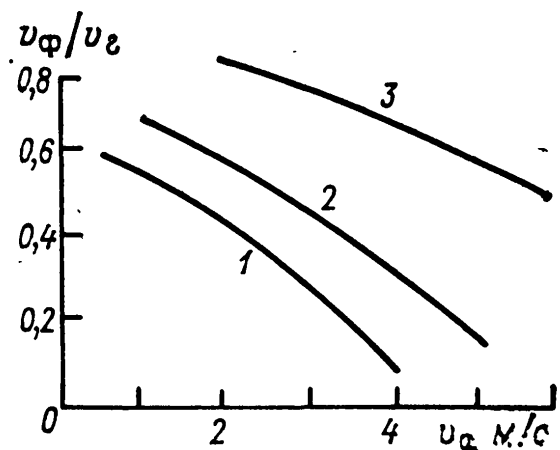


Рис. 15.10.6. Вспомогательный график для прогноза видимости в тумане и дымке.

1 — туман при $S_m < 500$ м; 2 — туман при $S_m < 1000$ м; 3 — низкая облачность.

этих рисунках кривой 1, вероятность тумана с видимостью меньше 500 м составляет 68 %. Кривая 2 ограничивает область, где вероятность тумана с видимостью менее 1000 м равна 52 %. За пределами области, ограниченной кривой 3, вероятность отсутствия тумана практически равна 100 %.

С помощью номограммы (рис. 15.10.5) туман прогнозируется по двум параметрам: дефициту точки росы $(T' - T_d)_0$ и адвекции температуры $T' - T$. Однако появление тумана и особенно видимость в нем зависят и от других факторов, например, от стратификации температуры в пограничном слое атмосферы и скорости ветра. Для учета этих факторов построен дополнительный график (рис. 15.10.6). На оси ординат этого графика отложено отношение скорости ветра на уровне флюгера $v_{\text{ф}}$ к скорости градиентного ветра $v_{\text{г}}$, а на оси абсцисс — $v_{\text{ф}}$. Отношение $v_{\text{ф}}/v_{\text{г}}$ характеризует стратификацию пограничного слоя атмосферы: при устойчивой стратификации $v_{\text{ф}}/v_{\text{г}}$ мало (меньше 0,3—0,4), а при $\gamma \approx 1^\circ/100$ м оно равно 0,7—0,8.

По графику на рис. 15.10.6 часто удается уточнить прогноз интенсивности тумана, составленный по номограмме.

С помощью номограммы на рис. 15.10.5 по скорости ветра и кривой 4 можно найти минимальное при данной скорости ветра значение видимости. Например, при $v = 3$ м/с возможен туман с видимостью не менее 150 м, а при $v \geq 6$ м/с — с видимостью более 500 м.

Кривая 5 позволяет отыскать на шкале $S_{\text{м}}$ наиболее вероятное значение видимости при данной скорости ветра. Например, при $v = 2$ м/с оно составит 350—400 м.

При построении номограммы рис. 15.10.5 было учтено влияние интенсивности инверсий на эффективное излучение и в целом на трансформационные изменения температуры воздуха. Однако при использовании номограммой целесообразно вводить еще поправку к δT_{d0} , учитывающую влияние мощности подынверсионного слоя на трансформационные изменения температуры (ΔT). При высоте нижней границы инверсии более 600 м или менее 300 м эта поправка равна соответственно $+0,5^\circ\text{C}$ и $-0,5^\circ\text{C}$. Следовательно, при большой высоте облаков нужно переместиться на графике вправо, при малой высоте — влево на $0,5^\circ\text{C}$ от кривой 1 или 2.

Номограмма на рис. 15.10.5 построена в предположении, что после исходного срока наблюдений влажность не изменяется. Однако в некоторых случаях, если воздух перемещается с сухой на влажную почву, происходит обогащение его влагой и он приближается к состоянию насыщения. Но даже при перемещении воздуха над однородной подстилающей поверхностью наблюдается изменение влажности воздуха, причем в большинстве случаев изменения температуры и влажности воздуха имеют одинаковый знак. При этом изменение точки росы $\Delta T_d = 0,75 \Delta T$.

Так как понижение точки росы уменьшает вероятность тумана, то поправка к $(T' - T_d)_0$ вводится с положительным знаком, т. е.

на оси абсцисс графика следует переместиться вправо от начального дефицита на величину ΔT_d .

Введение только что указанных поправок способствует некоторому повышению оправдываемости прогноза, хотя в оперативной работе несколько осложняют расчеты с помощью номограммы. Поэтому полезно и качественное определение этих поправок.

Номограмма, приведенная на рис. 15.10.5, построена для равнинной части Украины; по-видимому, она пригодна и для других равнинных территорий с примерно таким же режимом ветра.

При прогнозе видимости в адвективном тумане на срок до одного часа полезно использовать некоторые дополнительные данные, приведенные в табл. 15.10.5 и 15.10.6.

Таблица 15.10.5

Средние квадратические отклонения (σ) метеорологической дальности видимости в адвективном тумане (1968—1971 гг.) Шереметьево

Интервал времени, мин	1	5	10	15	30	60
σ м	70	110	130	160	205	255

Таблица 15.10.6

Средние квадратические отклонения метеорологической дальности видимости в адвективном тумане в двух пунктах

Пункт наблюдения	Интервал времени между отсчетами, мин		
	15	30	60
Шереметьево	150	210	270
Останкино	160	205	255

Примеры совпадения средних квадратических отклонений в двух пунктах дают основание для использования этих данных при прогнозе МДВ на срок до 1 ч.

15.11. Прогноз видимости в зоне осадков и при метелях

Прогноз видимости в зоне дождя

Метеорологическая дальность видимости в зоне дождя зависит от его интенсивности. Показатель ослабления связан с интенсивностью осадков соотношением

$$\mu = 0,22I^{0,71}, \quad (15.11.1)$$

где I — интенсивность осадков в мм/ч.

При $\varepsilon=0,05$ с учетом (15.11.1) метеорологическая дальность видимости рассчитывается по формуле

$$S_m = 13,6I^{-0,71}. \quad (15.11.2)$$

Результаты расчетов по (15.11.2) представлены на графике (рис. 15.11.1), на котором значения S_m и I нанесены в логарифмической шкале ($\ln S_m$ и $\ln I$). В приведенном примере при $I=2$ мм/ч S_m находится в интервале 8—10 км, при $I=20$ мм/ч в интервале 1—2 км.

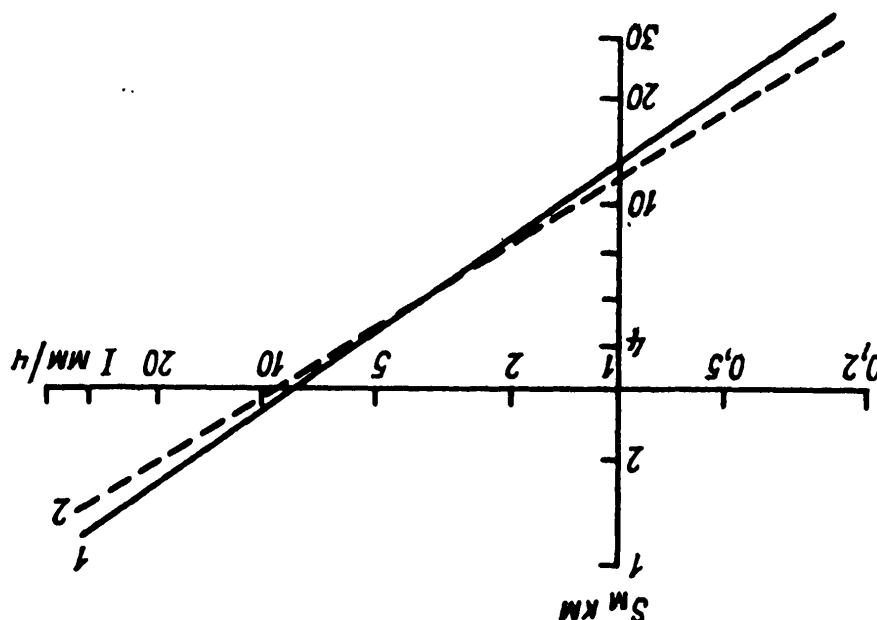


Рис. 15.11.1. Корреляционная зависимость между интенсивностью дождя I и видимостью.

1 — по данным ст. Воейково, 2 — по данным метеорологических станций ЕТС.

При наличии численного прогноза количества осадков за определенный промежуток времени интенсивность дождя R можно получить, разделив количество осадков на промежуток времени, для которого они предвычислены. Далее определяем видимость по графику на рис. 15.11.1.

В умеренных широтах интенсивность дождя редко превышает 15 мм/ч. Поэтому при прогнозе видимости следует иметь в виду, что на большей части территории СССР дождь сравнительно редко вызывает ухудшение видимости до 2 км, очень редко при сильных ливнях видимость на короткое время уменьшается до 1 км и лишь в исключительных случаях кратковременные ухудшения видимости в дожде до значений менее 1 км наблюдаются на крайнем юге СССР (район Батуми), в предгорьях Средней Азии (Ташкент и др.), в Приморском и Хабаровском краях (Владивосток, Хабаровск и др.). Интенсивность таких дождей на графике рис. 15.11.1 должна быть 40 мм/ч и более.

Значительное ухудшение видимости в зоне умеренного дождя (0,33—1,17 мм/ч) возможно при наличии в зоне дождя дымки, реже тумана. Возникновение дымки и тумана в зоне дождя ча-

сто связано с испарением относительно теплых капель, выпадающих через клин холодного воздуха. В таких случаях может наблюдаться значительное увеличение влажности воздуха, образование зародышевых капель, обуславливающих явление дымки. В некоторых случаях испарение теплых капель является основной причиной достижения насыщения и даже перенасыщения воздуха водяными парами, вплоть до возникновения тумана.

При мороси значительное ухудшение видимости преимущественно связано с наличием густой дымки или тумана.

Прогноз видимости при снегопаде и метели

Снег ухудшает видимость в большей мере, чем дождь. Это связано с размерами снежинок, их отражательной и рассеивающей способностью.

Для прогноза видимости при снеге и слабом ветре рекомендован график (рис. 15.11.2), на котором на оси ординат отложена интенсивность снегопада I мм/ч, на оси абсцисс — МДВ в кило-

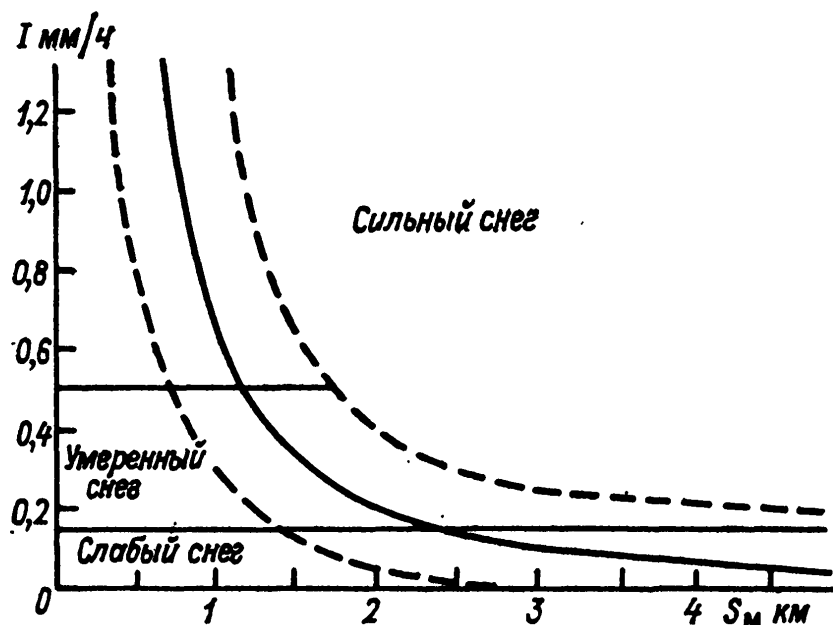


Рис. 15.11.2. Зависимость видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре (по данным метеорологических станций Украины).

метрах. Так, при $I=0,2$ мм/ч ($\approx 2,5$ мм/12 ч) находим на шкале абсцисс значение МДВ, равное примерно 2 км. Пунктирные кривые позволяют определить экстремальные значения МДВ при данной интенсивности снегопада. В приведенном примере минимальное значение МДВ составляет около 1,2 км, максимальное — 3,2 км.

Несмотря на возможные значительные колебания видимости при некоторой средней интенсивности снегопада, график на рис. 15.11.2 дает определенное представление о связи между интенсивностью снегопада и дальностью горизонтальной видимости.

Дополнительной причиной ухудшения видимости при снегопаде является усиление ветра, особенно, когда скорость ветра становится значительной. Это хорошо видно на графике зависимости видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (рис. 15.11.3). На графике обозначены три зоны, соответствующие различной интенсивности снегопада и различной скорости ветра. Так, при интенсивности снегопада >3 мм/12 ч и скорости ветра 6 м/с видимость ухудшается до 1,5—0,3 км, а при той же интенсивности и скорости ветра около 20 м/с — до 1000—100 м.

При интенсивности снегопада менее 1 мм/ч даже при скорости ветра 20 м/с видимость бывает преимущественно более 2 км.

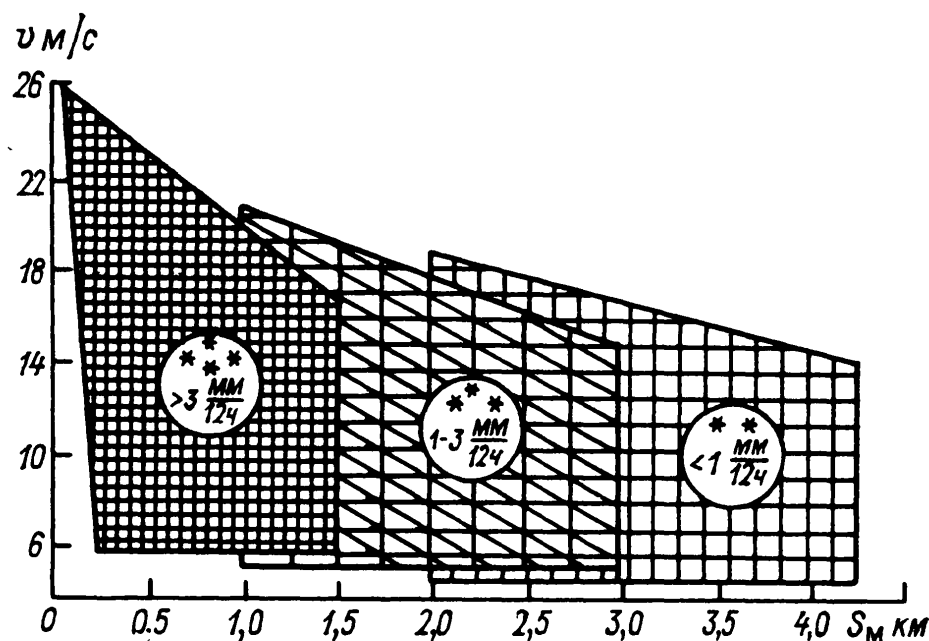


Рис. 15.11.3. Зависимость видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (по данным метеорологических станций ЕТС и Западной Сибири).

На рис. 15.11.3 видно, что зависимость горизонтальной дальности видимости от средней интенсивности снегопада не очень строгая: соседние зоны частично перекрываются. Ухудшение видимости менее 1 км наблюдается только при интенсивности снегопада более 3 мм/12 ч.

В некоторых районах прогноз дальности видимости при снегопадах и метелях основывается на учете климатологических данных и синоптических ситуаций. Например, на Дальнем Востоке ухудшение видимости из-за снегопадов и метелей неравномерно: отчетливо выступает зависимость степени ухудшения видимости от рельефа местности, географических особенностей, от влияния циклонической деятельности. При снегопадах интенсивностью более 0,25 мм/ч независимо от скорости ветра видимость не превышает 1 км, а при ветре более 16 м/с она почти всегда менее 0,5 км.

Связь ухудшения видимости со скоростью ветра при снегопадах можно представить следующими данными: при интенсивности снегопада от 0,1 до 0,25 мм/ч видимость менее 0,5 км наблю-

дается при скорости ветра 5—8 м/с в 4—11 % случаев, при скорости ветра 13—16 м/с в 30—60 % случаев, а при скорости ветра более 20 м/с — в 85—100 %.

15.12. Прогноз видимости при пыльной буре и мгле

Пыльная буря и мгла — явления, вызывающие резкое ухудшение видимости в связи с переносом больших количеств густой пыли или песка сильным ветром. Наиболее часто пыльные бури возникают над равнинной местностью в южных степных районах и в районах пустынь.

Степень ухудшения видимости при пыльной буре, как и возникновение пыльной бури, определяется свойствами почвы, состоянием ее поверхностного слоя и некоторыми критическими значениями скорости ветра в рассматриваемом районе.

В разных районах одинаковое ухудшение видимости при пыльной буре происходит при различных скоростях ветра, но не меньших критических значений. Кроме того, в одном и том же пункте при одинаковых скоростях ветра бывает разная видимость и, наоборот, одна и та же видимость отмечается при разных скоростях ветра. Это объясняется тем, что свойства почвы и состояние поверхностного слоя в разных местах весьма разнообразны, и, если в одних местах для значительного ухудшения видимости уже достаточна скорость ветра 8—10 м/с, то в других оно может наступить лишь при скорости 16—18 м/с.

Видимость при пыльной буре, как правило, сильно колеблется. Во время одной и той же пыльной бури она может изменяться в больших пределах: от нескольких десятков метров до нескольких километров. В очень сильных пыльных бурях плохая видимость сохраняется устойчиво на протяжении нескольких часов. Однако наиболее часто самая плохая видимость наблюдается в начале пыльной бури, иногда на протяжении всего лишь нескольких минут.

Вследствие больших колебаний видимости в одной и той же пыльной буре не существует строгой функциональной зависимости между скоростью ветра и горизонтальной дальностью видимости. Но все же в прогнозе по району можно оценить вероятность наиболее плохой видимости, пользуясь эмпирическими номограммами, приведенными на рис. 15.12.1.

В приведенных номограммах для удобства пользования вместо скорости ветра на оси ординат нанесены значения барических градиентов ($\partial p / \partial n$ гПа/100 км), на оси абсцисс отложены вероятности. Градиент давления $\partial p / \partial n$ рекомендуется рассчитывать для площади с поперечником 300—500 км, в 2—3 местах и затем определять среднее значение.

Пусть в теплое полугодие $\partial p / \partial n = 2$ гПа/100 км, тогда вероятность ухудшения видимости до 500 м и менее на юге Средней Азии близка к 100 %, а на севере — 75 %.

При прогнозе видимости во время пыльной бури необходимо принимать во внимание суточный ход температуры и ветра. Днем по мере прогрева приземного слоя воздуха и связанного с ним увеличения вертикального градиента температуры до высоты 1,5—3 км усиливается вертикальное турбулентное перемешивание, которое в свою очередь обуславливает увеличение скорости ветра в самом нижнем слое воздуха и усиление переноса пыли с поверхности почвы в атмосферу. Поэтому в середине и во второй половине дня наблюдается наибольшее ухудшение видимости в условиях пыльной бури.

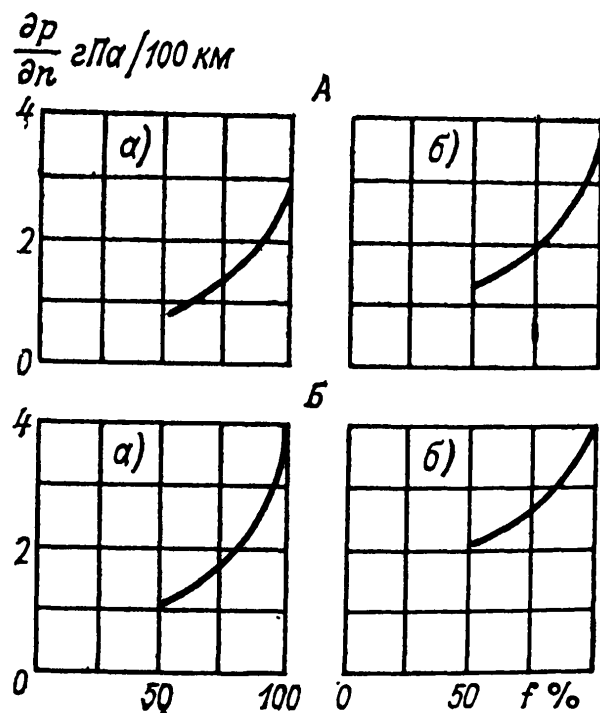


Рис. 15.12.1. Эмпирические номограммы для оценки вероятности уменьшения видимости при пыльных бурях до 500 м и менее (для прогноза по району).

А — теплое, Б — холодное полугодие; а — южная, б — северная часть Средней Азии.

Однако в случае сухонеустойчивой стратификации в период максимального прогрева воздуха и сильного ветра (15 м/с и больше) плохая видимость при возникновении пыльной бури наблюдается кратковременно (менее часа, иногда несколько минут). В дальнейшем вследствие переноса пыли вверх обычно до высоты 3 км и реже до 5 км видимость у поверхности Земли значительно улучшается.

Кратковременное уменьшение видимости до 500 м и менее в период максимального прогрева воздуха днем следует ожидать в связи со шквалистым ветром перед быстро перемещающимися и хорошо выраженными в поле температуры и ветра холодными фронтами второго рода и перед прохождением кучево-дождевых облаков, вызывающих грозы и ливни.

Ночью в связи с ослаблением турбулентного обмена, ветра у поверхности Земли и переноса пыли в атмосферу вероятность уменьшения видимости до ≤ 500 м меньше, чем днем при том же самом барическом градиенте. В холодное полугодие при сильном ветре ночью видимость не может быть плохой также из-за образования росы, инея или замерзания поверхностного слоя почвы, препятствующих переносу пыли в атмосферу.

Значительное ухудшение видимости вызывают пыльные (черные) бури, наблюдающиеся в Прикаспийской низменности, на Северном Кавказе и на юге Украины (например, при пыльных бурях весной 1960 г. видимость местами была 200—300 м).

Мгла также может вызывать ухудшение видимости до нескольких сотен или даже десятков метров. Плохая видимость во мгле может наблюдаться в течение очень небольшого промежутка времени и до нескольких десятков часов. Адвективная мгла наблюдается при слабом ветре или даже при штиле у поверхности Земли.

Прогноз видимости при адвективной мгле дают исходя из пределов ухудшения видимости в районе возникновения пыльной бури, вызывающей перенос мельчайших частиц на расстоянии до 200—400 км; номограммы на рис. 15.12.1 в этом случае не применимы.

Во мгле местного происхождения видимость редко бывает меньше 2—4 км, однако в условиях малоподвижного фронта дымы промышленного происхождения могут обусловить ухудшение видимости до 1 км и меньше.

Глава 16

Прогноз опасных явлений погоды (смерчей, шквалов, метелей, пыльных бурь, гололеда) и метеорологических условий загрязнения атмосферы

16.1. Смерчи

Смерчем (тромбом или торнадо) называют вихрь с вертикальной осью вращения, диаметр которого обычно составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров. По косвенным оценкам максимальные скорости ветра в смерче составляют 200—300 м/с. Такие очень большие скорости развивают в смерче центробежные силы, вызывающие понижение давления в его центре. Наиболее низкое давление, измеренное в смерче, составляло 912 гПа, градиент давления при этом был около 10 гПа/100 м. Если судить по разрушениям, причиняемым смерчами, то градиент давления в них может быть и больше.

Смерч причиняет катастрофические разрушения вследствие весьма значительной силы ветрового напора и большой разности давления в нем и в окружающем пространстве.

Обычно смерч опускается из кучево-дождевого облака, называемого материнским облаком, к поверхности суши или моря, втягивая в себя пыль, песок, камни, траву и воду.

С приближением смерча слышен очень сильный шум, создаваемый ветром при столкновении различных предметов, втянутых в разреженную центральную область смерча.

Длительность существования смерча небольшая: от нескольких минут до нескольких часов, длина пути составляет в среднем 5—10 км, иногда более 30 км (в США длина пути торнадо может достигать 100 км и более). Скорость движения смерча различна: от 10—20 до 60—70 км/ч и более, что в основном обусловлено характером распределения ветра в средней тропосфере.

На территории СССР смерчи — сравнительно редкое явление. Они наблюдаются в Прибалтике, Белоруссии, на Украине, в Центральных областях, в Поволжье, на Урале и в Сибири. Водяные смерчи бывают у Черноморского побережья Кавказа, у берегов Крыма, над северо-западной частью Черного моря, у побережья Куршского и Рижского заливов.

Образование смерчей в большой степени обусловлено неустойчивостью стратификации атмосферы. Чем больше неустойчивость стратификации атмосферы, тем более они вероятны. Однако образование смерчей даже и при большой неустойчивости атмосферы происходит крайне редко. Это говорит о том, что в атмосфере должны существовать и другие благоприятные для их образования условия, заключающиеся, по-видимому, в мезомасштабных особенностях циркуляции нижних слоев атмосферы.

Данные наблюдений показывают, что смерчи связаны с двумя типами мезомасштабной циркуляции: 1) с облаками, имеющими горизонтальную ось вращения (крутящийся облачный вал), наблюдающимися на линиях неустойчивости (линиях шквалов) перед быстро движущимися холодными фронтами, и 2) с облаками, вращающимися вокруг вертикальной оси. Последний тип циркуляции чаще встречается на холодных фронтах, вдоль которых перемещаются мезомасштабные циклонические вихри.

В передней части материнского облака первоначально, до возникновения смерча, существует крутящийся по ходу движения облачный вал. Чаще всего смерчи возникают с правой стороны облака (по направлению его перемещения), представляя собой как бы продолжение правой части крутящегося вала, при этом наблюдается циклоническое вращение ветра. Имеют место случаи, когда в смерче происходит и антициклоническое вращение ветра.

Смерчи связаны с мезомасштабной циклонической циркуляцией в слоях выше смерча, диаметр которой от нескольких километров до 50 км, а по высоте она распространяется до 10—12 км. Такой тип циркуляции называют «циклон-торнадо». На экране ра-

диолокатора циклон-торнадо имеет вид подковообразного образования с просветом в центре.

По современным представлениям структура смерча, достигающего земной поверхности, весьма сложная. В центральной части смерча имеется ядро, диаметром 100—150 м и меньше, в котором наблюдаются нисходящие движения воздуха до 60—80 м/с. Выхоложенный опускающийся воздух при конвергенции у поверхности Земли, увеличивает разрушительную силу смерча и образует его подножье. Вокруг ядра смерча отмечаются восходящие движения воздуха до 70—90 м/с, в результате которых происходит конденсация водяного пара, что придает смерчу белесоватый цвет, видимый издалека. Когда же смерч вбирает в себя пыль и песок, он становится темным.

Смерч — явление локальное, образуется он вследствие макро- и мезомасштабных особенностей циркуляции атмосферы и наблюдается на холодных фронтах с волнами при наличии мезомасштабной, диаметром 5—50 км, циклонической циркуляции в нижних слоях тропосферы и при значительной неустойчивости стратификации атмосферы, когда высота верхней границы радиозона более 11 км, температура на высоте верхней границы радиозона ниже -48°C и логарифм радиолокационной отражаемости более 4,0.

В силу малой повторяемости и небольших размеров смерчей крайне редки случаи, когда удастся с помощью обычных метеорологических наблюдений измерить характеристики смерча. Поэтому каждый случай непосредственных измерений смерча представляет интерес для выяснения физической сущности его образования.

Пример. 3 июля 1974 г. между 17 и 18 ч через г. Горький прошел разрушительной силы смерч, нанеся большой материальный ущерб в городе. Смерч сопровождался градом, грозой и ливнем.

В этот день в Горьком стояла теплая погода. К середине дня температура повысилась до $24\text{--}26^{\circ}\text{C}$, массовая доля влаги достигла 13‰, атмосферное давление продолжало падать на 2—3 гПа/3 ч, прошел небольшой дождь. Около 15 ч в южной половине Горьковской области возникли грозы, которые стали перемещаться к северу. В 16 ч 10 мин—16 ч 15 мин три метеорологические станции города отметили отдаленную грозу на юго-западе, а спустя примерно 40—45 мин юго-восточнее пос. Дубенки возник смерч.

Из района Дубенки смерч смещался к северо-северо-западу, прошел через метеорологическую площадку ст. Мыза и вышел на жилой массив новой застройки в Приокском районе. В районе Стрелки смерч пересек реку Оку и Волгу и ушел в заволжские луга. Скорость движения смерча была 35—40 км/ч.

После прохождения смерча ветер ослабел, пошел дождь, который продолжался до 19 ч.

При прохождении смерча через метеорологическую станцию Мыза, в 17 ч 10 мин измерительным прибором М-63 был зафиксирован порыв восточного ветра 48 м/с, после чего прибор был сломан (за 100-летний период метеорологических наблюдений в Горьком скорость ветра более 36 м/с не наблюдалась). Через 5 мин ветер стал южного направления и ослабел почти до штиля. При прохождении смерча стрелка барографа резко опустилась вертикально вниз почти на 20 гПа, а затем поднялась до прежнего давления — 997 гПа (рис. 16.1.1).

Во время смерча на двух станциях был отмечен слабый ветер. Только когда смерч ушел за пределы города, с 17 ч 50 мин — 18 ч произошло кратковременное усиление юго-западного ветра до 16—18 м/с, выпал град и дождь, количество осадков составило 41—62 мм (на ст. Мыза — только 11 мм).

В радиусе 500—800 км вокруг Горького, кроме Павлова и Саранска, где наблюдались порывы ветра до 16 м/с, ни на одной метеорологической станции сильный ветер не отмечался. По сообщениям же очевидцев, довольно сильные шквалы прошли южнее и севернее Горького.

Смерч возник вблизи вершины волны на холодном арктическом фронте, связанном с глубоким циклоном на севере. В зоне фронта имелись большие контрасты температуры: до 14°C у поверхности Земли и 8—9°C на высоте

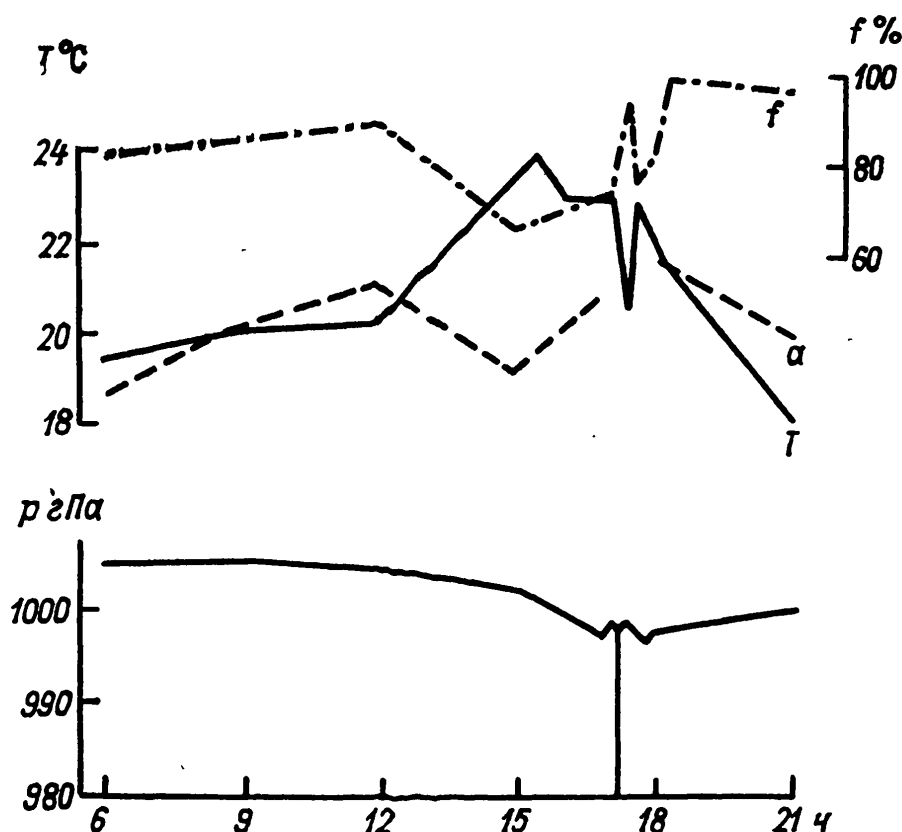


Рис. 16.1.1. Ход метеорологических величин на ст. Мыза 3 июля 1974 г.

T — температура воздуха, a — парциальное давление водяного пара, p — давление, f — относительная влажность.

1,5 км (рис. 16.1.2). В теплом секторе циклона на восток и север европейской части СССР с южными и юго-восточными потоками перемещался сильно прогретый и сухой воздух с Поволжья и Казахстана. За холодным фронтом воздушная масса была прохладной и влажной. Наибольший контраст температуры у поверхности Земли наблюдался на участке фронта вблизи вершины волны, расположенной западнее Саранска. В 15 ч 3 июля температура воздуха в Лукоянове была 29°C, а к западу, на расстоянии всего 130 км, в Выксе 15°C. Падение давления в теплом секторе вблизи вершины волны 3 июля в 15 ч составляло 3,5 гПа/3 ч и в 18 ч — 4,2 гПа/3 ч.

2 июля по снимкам со спутника отчетливо были видны две меридионально вытянутые облачные полосы основного арктического и вторичного холодных фронтов. К 12—14 ч 3 июля облачные полосы слились в одну полосу плотной облачности, имеющую волновые изгибы, и интенсивность явлений погоды в зоне фронта резко увеличилась.

Данные радиолокатора (рис. 16.1.3) в 16 ч 5 мин указывали, что к Горькому приблизился мощный очаг кучево-дождевых облаков диаметром 30—40 км с верхней границей радиозеха 12—13 км.

По данным радиозондирования 3 июля в 15 ч теплая воздушная масса над Горьким была стратифицирована влажнонеустойчиво до поверхности 250 гПа

(рис. 16.1.4). Массовая доля влаги воздуха у поверхности Земли была 13‰ и с высотой убывала неравномерно. Нулевая изотерма располагалась на уровне 3,5 км. С высотой наблюдались резкие изменения температуры, влажности и скорости ветра.

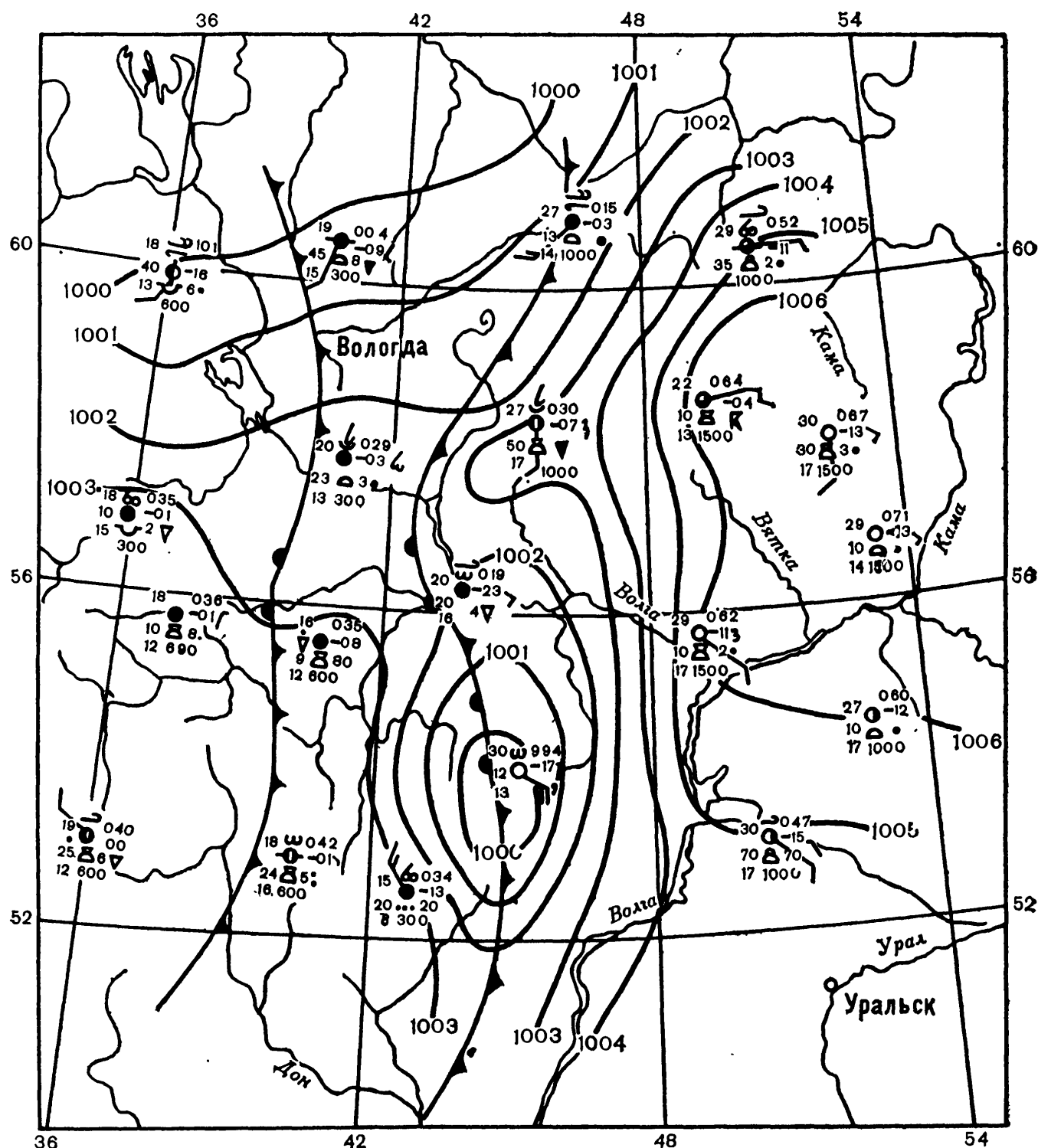


Рис. 16.1.2. Карта погоды, 15 ч 3 июля 1974 г.

Приведенные данные показывают, что макромасштабная синоптическая ситуация при смерче не отличалась какими-либо существенными особенностями от аналогичных, часто встречающихся в летнее время. По-видимому, непосредственной причиной смерча следует считать образовавшийся у вершины волнового возмущения, вследствие термических и динамических причин, мезомасштабный циклонический вихрь.

Рис. 16.1.3. Данные метеорологического лоатора, Горький, 16 ч 5 мин 3 июля 1974 г.

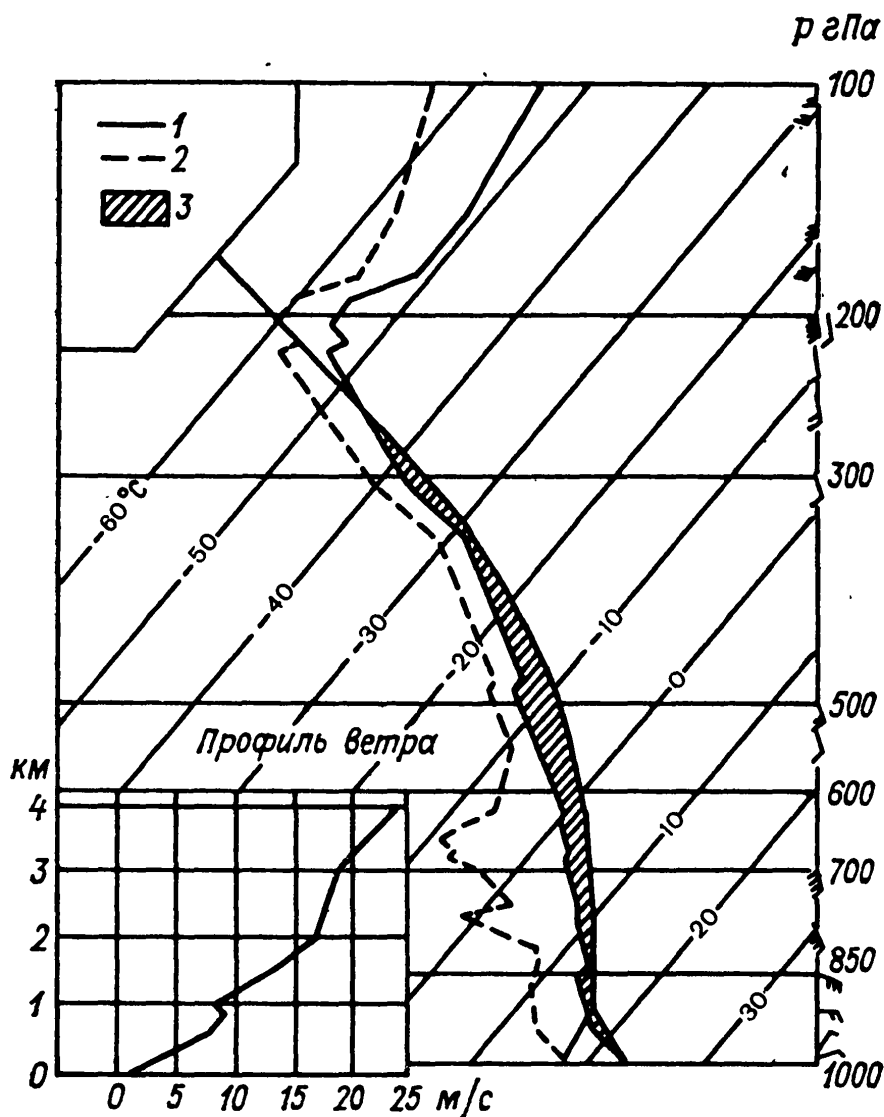
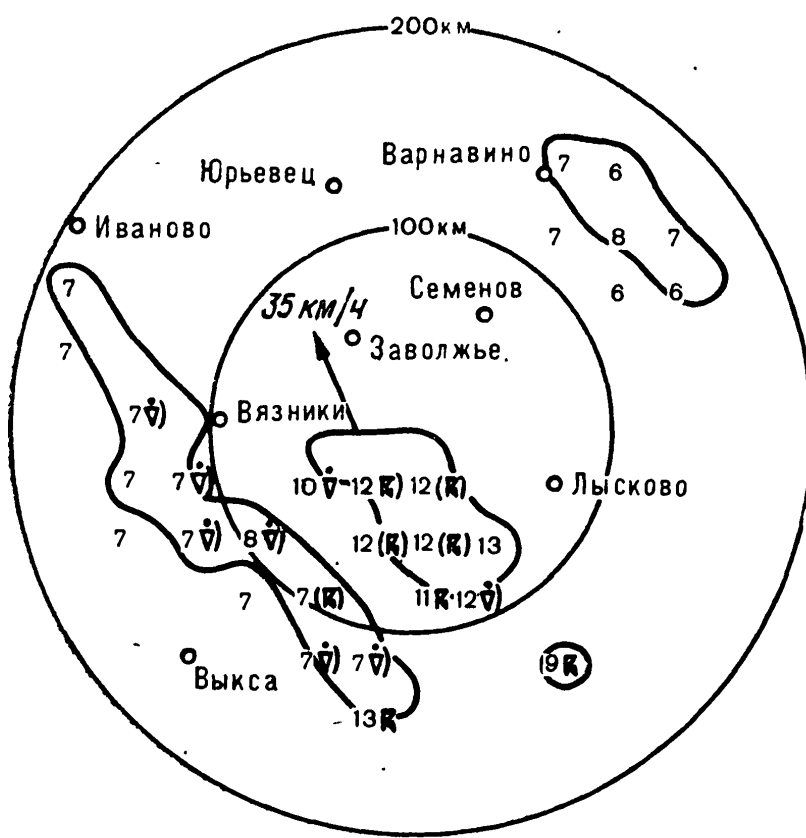


Рис. 16.1.4. Данные радиозондирования атмосферы Горького, 15 ч 3 июля 1974 г.

1 — кривая стратификации температуры воздуха, 2 — кривая точки росы, 3 — площадь с положительной энергией неустойчивости.

Общие причины возникновения шквалов

Шквал — внезапное резкое усиление ветра — относится к опасным метеорологическим явлениям. Скорость ветра при шквале значительно больше градиентной и нередко достигает 18—25 м/с, а иногда и более. Как правило, шквал — одиночное явление, значительно реже шквалы могут следовать друг за другом в одном и том же районе.

Возникновение шквала связано с развитием мощных Сб, сопровождающихся обычно грозами и ливнями, часто с градом. Перед шквалом почти всегда наблюдается резкое падение давления, при появлении шквала — резкий рост давления; после окончания шквала и прекращения ливня снова происходит падение давления примерно в течение часа или несколько меньшего отрезка времени («грозовой нос»). При шквале температура воздуха резко понижается, а после его прекращения может несколько повыситься, но остается более низкой по сравнению с температурой воздуха до шквала.

В передней части кучево-дождевого облака наблюдаются сильные восходящие движения воздуха, а в тыловой — сильные нисходящие движения. Последние вызываются охлаждением воздуха осадками, особенно при выпадении града. Адиабатическое нагревание нисходящего потока воздуха значительно перекрывается расходом тепла на испарение падающих сквозь него капель дождя. Поэтому в области осадков температура опускающегося воздуха у поверхности Земли, как и в нижней части облака, будет ниже температуры восходящего потока воздуха. Таким образом, под кучево-дождевым облаком создается нечто подобное вторичному холодному фронту небольшого протяжения. Ливневые осадки выпадают весьма неравномерно: они более интенсивны в центральной части «ливневой струи» и быстро ослабевают на ее периферии. В связи с этим наиболее интенсивное охлаждение большой толщи воздуха происходит в центральной части ливня. Быстро движущийся и охлажденный осадками нисходящий поток воздуха вытесняет вверх в передней части облака более теплый воздух.

В зоне противоположных движений воздуха образуется «шквальный ворот», представляющий собой вихрь с горизонтальной осью. Этот вихрь появляется обычно впереди кучево-дождевого облака, за 1—2 км до сплошной завесы дождя, на высоте 500—600 м (иногда ниже) и по внешнему виду определяется как особая форма облака (Сб arcus). В результате при прохождении ливневого облака возникает резкое усиление ветра — шквал. Падение температуры и рост давления связаны с вторжением охлажденного осадками воздуха. Чем быстрее возрастает интенсивность осадков при развитии кучево-дождевого облака, тем резче

будет отмечен на барограмме скачок давления вверх при прохождении облака и тем вероятнее шквал.

Так как шквалы непосредственно связаны с появлением термодинамической энергии неустойчивости, то в суточном ходе они наиболее часты во второй половине дня, когда конвективная облачность достигает наибольшего развития. Теми же причинами (высокая температура и влажность) объясняется и годовой ход шквалов. Над сушей они наблюдаются преимущественно в теплое время года, в период с апреля по август, в южных районах отдельные шквалы отмечаются в марте и сентябре. Над теплыми морями шквалы наблюдаются и зимой, они развиваются в неустойчиво стратифицированных холодных воздушных массах, а также при прохождении холодных фронтов. В отдельных случаях холодный воздух, вторгающийся на континент осенью или зимой с теплого моря, вызывает ливни и шквалы в прибрежных областях. Однако эти явления быстро прекращаются по мере продвижения вторгающегося воздуха в глубь континента.

Синоптические условия шквалов

Поскольку возникновение шквалов непосредственно связано с развитием облаков Сб, то первые прогностические указания о возможности образования шквалов можно получить на основе тех расчетных методов прогноза Сб, гроз и ливней, которые были изложены в гл. 14. Наряду с этим нужно внимательно следить за теми особенностями развития аэросиноптических процессов, при которых возникают шквалы. С этой точки зрения различают внутримассовые и фронтальные шквалы.

Внутримассовые шквалы связаны с облаками Сб, образующимися либо при чисто термической конвекции, либо при термодинамической конвекции в холодной неустойчивой воздушной массе в тылу циклона.

Внутримассовые шквалы охватывают одновременно площадь, несколько меньшую площади горизонтального сечения кучево-дождевого облака, под которым они возникают. Шквал перемещается вместе с порождающим его облаком, поэтому последствия шквала прослеживаются в пределах определенной полосы («след» шквала). Из внутримассовых шквалов наибольшего внимания заслуживают шквалы термодинамического происхождения, возникающие при резко выраженном вторжении холодного воздуха в тыл циклона. Обычно у таких циклонов четко обрисовывается изаллобарическая пара, и если при этом в области роста давления барические тенденции достигают 5 гПа и больше за 3 ч, то шквалистые усиления ветра в дневные часы достигают 15—20 м/с. Но в большинстве случаев внутримассовые шквалы не представляют большой опасности.

Наиболее опасные *фронтальные шквалы* возникают чаще всего при прохождении холодных фронтов или холодных фронтов окклюзии, в полосе наиболее развитой конвективной неустойчивости.

Передняя кромка этой полосы, имеющей ширину от 50 до 75 км, называется линией неустойчивости. Эта линия обычно совпадает с линией фронта у поверхности Земли. Однако в случае насыщения теплого воздуха водяным паром линия неустойчивости образуется впереди холодного фронта, т. е. в теплом секторе циклона, а при удалении теплого воздуха от насыщения она может лежать за холодным фронтом. Полоса неустойчивости протяженностью 100—500 км характеризуется грозами и шквалами, вытянувшимися параллельно холодному фронту. Иногда на карте погоды обнаруживается формирование линии шквалов, ее также называют линией неустойчивости. В отдельных случаях можно наблюдать несколько нефронтальных линий (полос) шквалов.

Шквалы, связанные с холодным фронтом, наблюдаются при прохождении вытянутых вдоль фронта мощных кучево-дождевых облаков, которые получают особенно мощное развитие вблизи центра циклона. Здесь вынужденный подъем теплого воздуха перед вторгающимся клином холодного воздуха усиливается упорядоченными восходящими движениями в теплом секторе циклона. Вследствие интенсивных восходящих движений перед фронтом ветер довольно часто за короткий период времени достигает силы шквала. Падение температуры и резкий рост давления при фронтальном шквале связаны главным образом с прохождением холодного фронта; выпадение осадков здесь играет обычно дополнительную роль. Фронтальные шквалы перемещаются вместе с фронтом. Интенсивность шквалов растет с увеличением контраста давления, температуры, скорости и направления ветра на фронте.

Контрасты температуры на холодном фронте в случаях шквала над сушей часто превышают 10°C и редко бывают менее 8°C . Максимальная температура теплого воздуха перед фронтом обычно около 30°C , часто она достигает $35\text{—}38^{\circ}\text{C}$.

Рост давления за фронтом в районе возникновения шквалов составляет от 3 до 5 гПа за 3 ч.

Наиболее благоприятной синоптической ситуацией для возникновения шквалов являются медленно движущиеся летние холодные фронты, ориентированные чаще всего с юго-запада на северо-восток или в квазимеридиональном направлении. Вдоль этих фронтов образуются быстро движущиеся волновые возмущения, шквалы наблюдаются при этом вблизи вершины волнового возмущения, в тылу которого холодный фронт приобретает на короткое время ускорение в продвижении в сторону теплого воздуха. Это ускорение усиливает подъем теплого воздуха перед клином холодного воздуха и способствует разрешению влажнонеустойчивости. Облака Cb в данном случае сильно развиты по вертикали, пронизывают всю толщу тропосферы до тропопаузы. Так как эти облака развиваются в предфронтальной теплой воздушной массе с высокой тропопаузой, то верхняя граница Cb нередко, даже в умеренных широтах, достигает высоты 12—14 км.

При прогнозе шквалов полезно учитывать следующие эмпирические связи.

В области дивергенции на больших высотах нередко возникают значительные вертикальные движения, что создает весьма благоприятные условия для развития фронтальных Сб до высоты тропопаузы. Вследствие этого один и тот же фронт в зависимости от того, как выражена область высотной дивергенции, на одних участках может привести к образованию очень мощных грозовых облаков с ливнями и шквалами, а на других участках — гораздо менее мощной облачности, менее сильных осадков и незначительных шквалов.

Установлено также, что внутримассовые Сб с грозами достигают наибольшей мощности в области высотных теплых гребней при антициклонической кривизне изогипс и их расходимости. Это значит, что внутримассовые грозы, возникающие в области высотной депрессии, получают наибольшее развитие не столько над центральной частью этой депрессии, сколько над передней (обычно восточной) ее периферией, где господствуют слабые южные или юго-западные течения с тенденцией к дивергенции.

Важно, наконец, отметить, что все случаи фронтальных гроз с возникновением сильных шквалов наблюдаются на антициклонической стороне струйного течения и в том районе, где существует расходимость изогипс, сопровождающаяся значительным ослаблением ветра по потоку. При этом направление перемещения шквалов обычно совпадает с направлением ветра в струйном течении.

Использование спутниковой и радиолокационной информации для прогноза шквалов

Анализ карт погоды довольно часто не дает ясного представления о размерах и характере облачной системы в зоне приближающегося к пункту (району) прогноза циклона или фронта и связанных с ним явлений погоды. В этих случаях информация с метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ) и данные наблюдений по радиолокатору (МРЛ) могут оказать существенную помощь синоптику при составлении прогнозов погоды.

Информация с ИСЗ может быть использована для прогнозов шквалов с заблаговременностью до 36 ч. При этом использование такой информации ведется в следующей последовательности.

1. Прежде всего, данные ИСЗ используются для анализа синоптического положения. Для этой цели проводят совместный анализ карт погоды и информации со спутника. Снимки с ИСЗ помогут уточнить положение фронтов, циклонов и их облачных систем.

2. Путем анализа снимков с ИСЗ устанавливают наличие или отсутствие облачных образований, при которых отмечаются шквалы. Это, в первую очередь, — облачные вихри, спирали, полосы и отдельные скопления мощных конвективных облаков. Ана-

лизируется территория в радиусе 500—1000 км от пункта прогноза.

3. Путем сравнения последних по времени наблюдения снимков с ИСЗ с предыдущими определяют направление и скорость перемещения и эволюцию облачных образований.

4. Определяется происходящая эволюция синоптических объектов (волновых возмущений, циклонов, барических ложбин) и их облачных образований. Об эволюции объектов судят по увеличению или уменьшению размеров облачной системы, степени ее завихренности, по ее уплотнению или, наоборот, по распаду и деградации.

5. Экстраполируя текущий, выявленный при совместном анализе процесс с учетом его эволюции, определяют примерное время прохождения облачных полос, спиралей и вихрей через пункт (область) прогноза.

Шквалы и другие конвективные явления погоды, как отмечалось выше, наблюдаются в большинстве случаев во вторую половину дня. Прогноз этих явлений составляется обычно по ночным и утренним картам погоды и снимкам с ИСЗ, когда конвекция развита слабо или отсутствует совсем. Поэтому анализ снимков со спутника за дневное или вечернее время предыдущих суток позволяет выяснить вопрос — отмечались ли в предыдущие сутки на синоптическом объекте (например, на фронте), приближающемся к пункту (территории) прогноза, конвективные облака. Если на снимках со спутника в дневное и вечернее время предыдущих суток были отмечены мощные конвективные облака в облачных спиральных, вихрях и полосах, то можно предположить, что эти облака разовьются на фронте и в текущие сутки, и с ними будут связаны грозы, ливни, град и шквалы. Если же на снимках со спутника за предыдущие сутки на приближающемся к пункту (территории) прогноза синоптическом объекте не было отмечено мощных конвективных облаков, ливней, гроз и шквалов, то это означает отсутствие благоприятных термодинамических условий для их развития. Ответ на вопрос, создадутся ли благоприятные для них условия, можно получить путем термодинамических расчетов по прогностическим кривым температуры и точки росы.

Радиолокационная информация позволяет обнаруживать зоны мощных конвективных облаков на расстояниях до 200—300 км от пункта, где установлен радиолокатор (МРЛ). Наблюдения за последовательные сроки дают возможность определить направление и скорость перемещения зон Сb и их эволюцию. Таким образом, можно уточнить и ранее составленный прогноз конвективных явлений на ближайшие 1—3 ч, а иногда и более. Однако достаточно надежных радиолокационных характеристик и критериев, которые позволили бы определить, является ли облако шкваловым, пока не получено. Некоторую помощь синоптику при составлении прогноза шквала могут оказать следующие эмпирические данные, полученные по 134 случаям шквалов. При высоте

вершины кучево-дождевого облака по данным радиолокационных наблюдений в ближней зоне 8—10, 11—12, 13—14 км и более, скорость ветра при шквале была соответственно: 15—20, 21—30, 31—40 м/с и более.

Расчетный способ прогноза шквалов

В прогнозе на короткий промежуток времени (9—12 ч) существенную помощь синоптику может оказать излагаемый ниже расчетный способ прогноза шквала. Этот же способ применим и для ориентировочного прогноза заблаговременностью до 36 ч.

В данном способе используются следующие материалы: 1) приземные карты погоды и карты барической топографии за 3 ч текущих суток (исходный срок) и за предыдущие сутки; если прогноз составляется позднее 6 ч, то дополнительно используются кольцевые карты погоды за 6 и 9 ч; 2) прогностические высотные и приземные карты погоды, соответствующие заблаговременности прогноза шквала до 36 ч; 3) данные вертикального зондирования в пункте прогноза и по территории за 3 ч (или за 9 ч при более позднем составлении прогноза); 4) снимки с ИСЗ за ночь и утро текущих суток и за вечер предыдущих суток; 5) для уточнения ранее составленного прогноза шквала — данные радиолокационных наблюдений, особенно в дневное время.

Данный способ прогноза применим только в том случае, когда синоптическое положение благоприятно для возникновения шквалов. Для теплого времени года (с мая по сентябрь) и для второй половины дня (с 12 до 20 ч) наиболее благоприятные условия для возникновения шквалов возникают: 1) на холодных фронтах вблизи вершины волнового возмущения или молодого развивающегося циклона, перемещающегося со скоростью 30—40 км/ч и более; 2) на холодных фронтах и фронтах окклюзии, перемещающихся со скоростью 30—40 км/ч и более; 3) в небольших барических ложбинах в теплых секторах циклонов у поверхности Земли и на поверхности 850 гПа. В ночные и утренние часы здесь обычно отмечается малооблачная или ясная погода; однако днем нередко развивается мощная конвекция с возникновением «линии шквалов»; 4) в передней части высотной барической (на AT_{700} , AT_{500} , AT_{400} , AT_{300} и AT_{200}) или термической (на OT_{1000}^{500} и OT_{1000}^{300}) ложбины или области холода.

Если в конкретном случае создаются указанные синоптические условия, то для пункта (или района) прогноза определяются ожидаемые значения следующих параметров:

T_{\max} — максимальная температура воздуха у поверхности Земли непосредственно перед грозовым дождем или шквалом, в случае фронта — перед его прохождением (°C).

$T_{\max} - T_{500}$ — разность между T_{\max} и температурой на поверхности 500 гПа;

$\sum_{850}^{500} (T' - T)$ — сумма отклонений кривой состояния¹ от кривой стратификации температуры на поверхностях 850, 700, 600 и 500 гПа (°C);

$\bar{v} = \frac{1}{4} (v_3 + v_{850} + v_{700} + v_{500})$ — средняя скорость ветра в слое от поверхности Земли до поверхности 500 гПа (м/с);

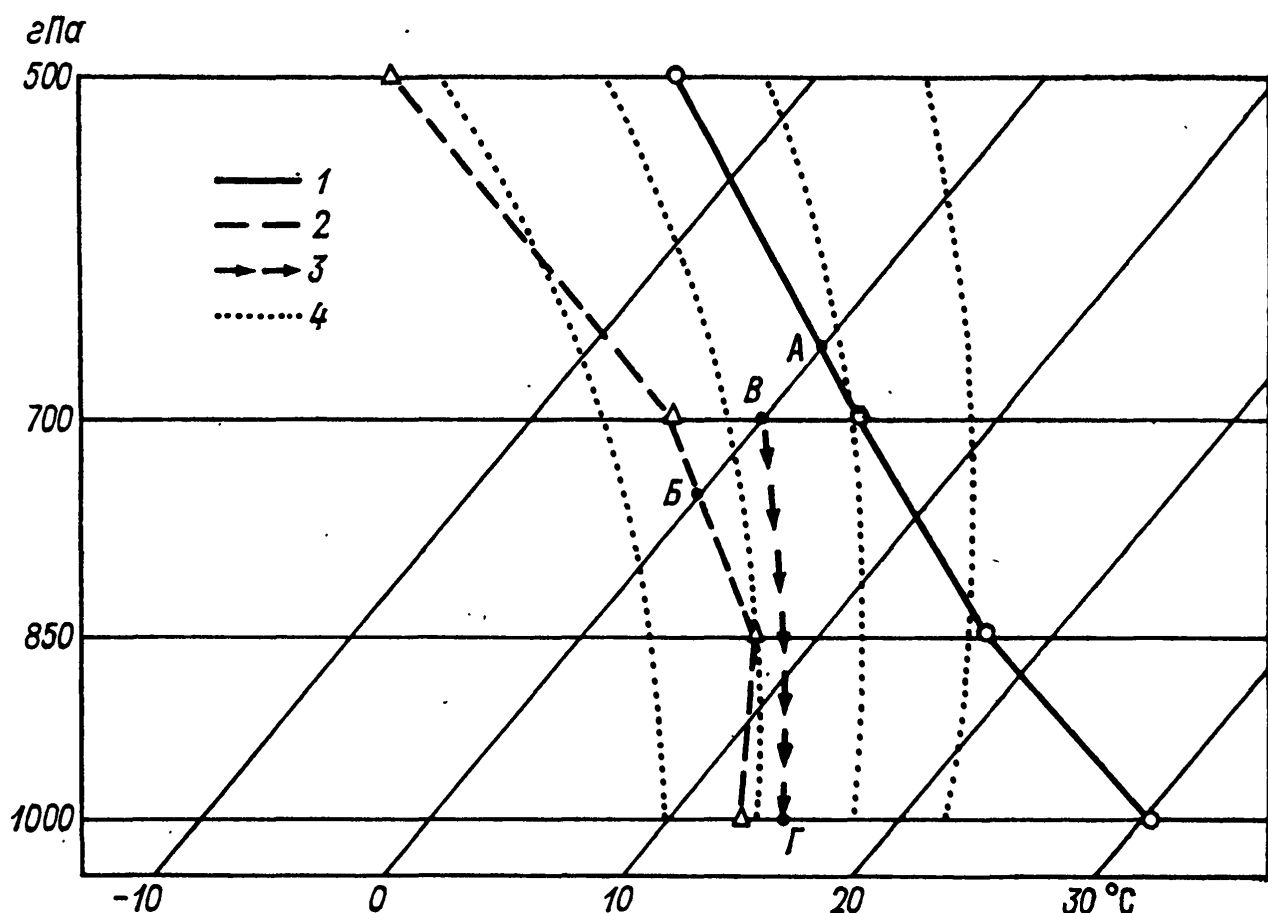


Рис. 16.2.1. Определение нулевой температуры смоченного термометра $T_{см}$, приведенной влажноадиабатически к давлению у поверхности Земли.

1 — кривая стратификации температуры, 2 — кривая стратификации точки росы, 3 — вспомогательная кривая, 4 — влажные адиабаты.

$T_{см}$ — температура воздуха у поверхности Земли в нисходящем потоке из-под кучево-дождевого облака, равная нулевой температуре смоченного термометра, приведенной влажноадиабатически к давлению у поверхности Земли (°C);

$T_{max} - T_{см}$ — разность между T_{max} и $T_{см}$ (°C).

Указанные параметры определяются обычными способами,

в частности, величина $\sum_{850}^{500} (T'' - T)$ — с помощью известных построений на бланке аэрологической диаграммы. Остановимся подробнее на определении величины $T_{см}$ (рис. 16.2.1). На бланке аэрологической диаграммы отмечают точки пересечения нулевой изотермы с прогностическими кривыми температуры и точки росы

¹ Кривая состояния строится для частицы, поднимающейся с поверхности Земли, без учета вовлечения.

(точки А и Б). В середине отрезка АБ отмечается точка В, и от нее следует опуститься вдоль влажной адиабаты до изобары приземного давления. Изотерма, проходящая через точку пересечения (Г) этой изобары и влажной адиабаты соответствует температуре $T_{см}$.

Параметр \bar{v} определяется по данным о скорости ветра в области холодного фронта (или другого синоптического объекта, обуславливающего шквалы). При прогнозе с малой заблаговременностью этот параметр определяется по данным за последний срок наблюдений к моменту составления прогноза.

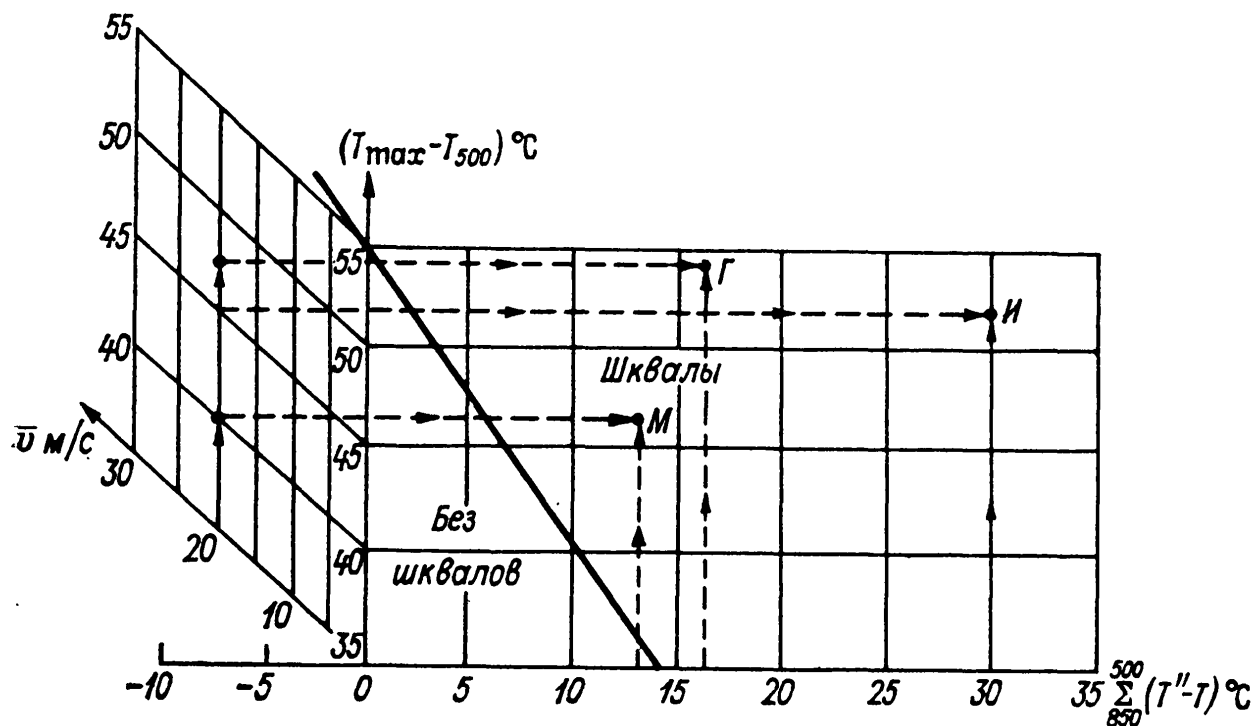


Рис. 16.2.2. График для определения возможности шквала.

Г — Горький, М — Москва, И — Иваново.

После расчета параметров оценивается возможность шквала с помощью графика на рис. 16.2.2.

Для прогноза максимальной скорости ветра при шквале (v_{max}) служит график, изображенный на рис. 16.2.3.

Приведем пример прогноза шквалов данным способом по Москве (и Московской области), а также по г. Горькому (и области) и г. Иваново (и области) на день 9 июня 1984 г. с заблаговременностью 12 ч. Предварительный анализ карт погоды за 3 ч 9 июня и за 7—8 июня 1984 г. показал, что 7—8 июня над Белоруссией, Украиной и Молдавией располагалась барическая ложбина, вдоль которой проходил малоподвижный и малоактивный фронт с рядом волновых возмущений. Контраст температуры на фронте составлял 5—7 °С/500 км. Местами вблизи вершин волновых возмущений отмечались ливни и грозы, а в Молдавии и Одесской области — град и шквалы с порывами ветра до 25—30 м/с. В ночь на 9 июня 1984 г. над Северной Украиной недалеко от Киева у вершины волнового возмущения началось интенсивное падение давления, достигавшее 6—7 гПа/3 ч. Это падение

давления сопровождалось дивергенцией потоков в средней и верхней тропосфере в дельте высотной фронтальной зоны при циклонической кривизне изогипс и указывало на то, что в дальнейшем волновое возмущение будет интенсивно развиваться. Прохождение указанной волны через Москву и Московскую область следовало ожидать в 12—14 ч, через Горький и Горьковскую область — в 14—16 ч, а через Иваново и Ивановскую область — в 16—18 ч. 9 июня 1984 г. Контраст температуры в зоне холодного фронта в указанном волновом возмущении (превращающемся в активный

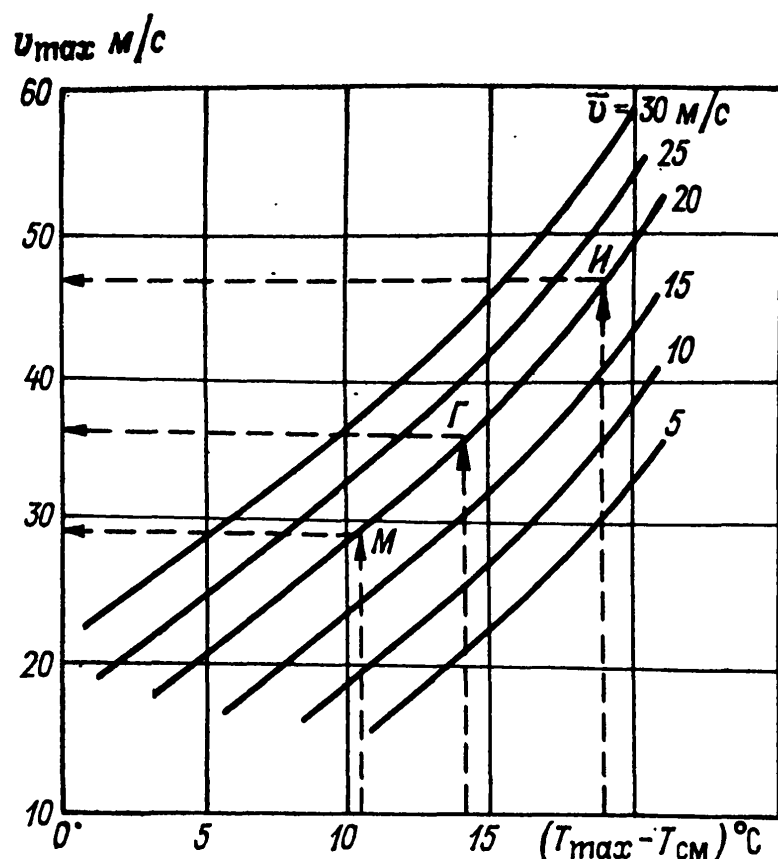


Рис. 16.2.3. Определение скорости ветра при шквале.

Г — Горький, М — Москва, И — Иваново.

циклон) должен был возрасти в дневное время до 12—15 °C/500 км. Поскольку ожидаемое синоптическое положение на день 9 июня 1984 г. оказалось благоприятным для развития интенсивной конвекции и шквалов, следует произвести расчеты указанных параметров.

Согласно кривым стратификации температуры и точки росы, построенным для Москвы на 12 ч 9 июня 1984 г., значения этих параметров были следующие: $T_{\max} = 25\text{ °C}$; $T_{\max} - T_{500} = 40\text{ °C}$;

$\sum_{850}^{500} (T'' - T) = 13\text{ °C}$; $T_{\text{см}} = 14\text{ °C}$; $T_{\max} - T_{\text{см}} = 11\text{ °C}$; $\bar{v} = 20\text{ м/с}$. Со-

гласно графику на рис. 16.2.2, при $\bar{v} = 20\text{ м/с}$, $T_{\max} - T_{500} = 40\text{ °C}$ и

$\sum_{850}^{500} (T'' - T) = 13\text{ °C}$, находим, что следует ожидать шквалы. Со-

гласно же графику на рис. 16.2.3, при $T_{\max} - T_{\text{см}} = 11\text{ °C}$ и $\bar{v} = 20\text{ м/с}$ ожидаемая скорость ветра при шквале равна 28 м/с. Примерно такой же была фактическая скорость ветра при прохождении через Москву холодного фронта, около 13 ч она составляла 25—27 м/с.

Аналогичные расчеты для Горького (на 15 ч 9 июня) и Иванова (на 18 ч 9 июня) дали ожидаемую скорость ветра 37 и 48 м/с соответственно (см. рис. 16.2.2 и 16.2.3). Фактические скорости ветра в Горьком и Иванове практически не отличались от предвычисленных. Во всех трех областях, особенно в Горьковской и Ивановской, ветер нанес значительные повреждения; местами прошли смерчи.

16.3. Прогноз метели

Метелью называется перенос снега над земной поверхностью ветром достаточной силы.

Различаются три разновидности метели:

- 1) общая метель — выпадение снега при сильном ветре (7 м/с и более); структура ветра при этом не имеет особого значения;
- 2) низовая метель — перенос сухого, ранее выпавшего снега, поднимаемого сильным ветром (примерно 10—12 м/с) с поверхности снежного покрова до высоты нескольких метров;
- 3) поземок — перенос ранее выпавшего сухого снега в слое, непосредственно прилегающем к земной поверхности (не более 10—12 см) при скорости ветра обычно более 5 м/с; при значительном усилении ветра поземок может переходить в низовую метель.

Метель (в зависимости от ее интенсивности) может быть опасным явлением для железнодорожного и автомобильного транспорта (заносы дорог, лощин, оврагов и т. д.), для авиации (ухудшения видимости) и сельского хозяйства (сдувания снега с открытых полей, засеянных озимыми культурами). На востоке Украины, на Дону, в Нижнем Поволжье, Казахстане и северных районах Средней Азии, где снежный покров очень неустойчив, сильный ветер довольно часто переносит вместе со снегом мельчайшие частицы рыхлой почвы. Такое явление наиболее вероятно поздней осенью при интенсивном вторжении арктического воздуха после продолжительного сухого периода.

Перенос ветром снега с частицами почвы представляет своеобразную комбинацию метели с пыльной бурей и вызывает наиболее тяжелую форму заноса выемок на шоссе и железных дорогах. Поэтому при обслуживании дорог необходимо принимать во внимание не только состояние снежного покрова, но и состояние обнаженных участков почвы.

Благоприятные условия для переноса свежевypавшего снега создаются также в тех случаях, когда перед снегопадом на поверхности снежного покрова образовалась ледяная корка (наст). Устойчивый сильный ветер может переносить при этом сухой снег на большие расстояния и приводить к значительным заносам. Подобные заносы наиболее вероятны в тех местах, где на пути переноса снега имеются какие-либо препятствия, например возвышенности, насыпи железной дороги и др.

На территории СССР метели наблюдаются в основном с октября по апрель, в некоторых же районах они встречаются как в более ранние, так и в более поздние сроки. Наибольшая повторяемость метелей отмечается в декабре—феврале. Повышенная повторяемость и большая интенсивность метелей отмечается в местах с орографическим усилением ветра (Урал, Северный Кавказ, предгорья Тянь-Шаня и др.).

Прогноз метелей базируется на прогнозе развития синоптических процессов и сводится к прогнозу снегопада и сильного ветра при отрицательных температурах с учетом состояния снежного покрова.

Общие метели связаны обычно с зонами фронтальных осадков преимущественно в системе углубляющихся циклонов. Главная роль принадлежит при этом теплым фронтам или фронтам окклюзии, более редко — холодным фронтам. Метели отмечаются также в неустойчивых воздушных массах при ливневых снегопадах с сильными ветрами. В этих случаях возникают сильные, но кратковременные общие метели (заряды), перемежающиеся с периодами хорошей видимости, иногда с поземками.

Низовые метели и поземки (нередко переходящие друг в друга) наблюдаются преимущественно в тылу циклонов и на периферии антициклонов (особенно на юго-западной и западной) при больших горизонтальных градиентах давления, т. е. при сильных ветрах, после выпадения сухого снега. Такие метели могут быть очень продолжительными и вызывать большие снежные заносы. При мокром снежном покрове, а также при интенсивном его уплотнении поземки и низовые метели исключены.

Наиболее благоприятные условия для развития метелей создаются в районах, где циклон приближается к продолжающемуся еще усиливаться антициклону или отрогу. Вследствие сближения изаллобарических областей разного знака происходит увеличение барических градиентов, а следовательно, и усиление ветра, иногда до штормового. В этих районах при наличии снегопадов развивается интенсивная общая метель. Такие же метели могут возникать при оттеснении малоподвижного циклона усиливающимся и расширяющимся по площади антициклоном (например, распространение сибирского антициклона к западу).

В северной половине ЕТС наиболее часто сильные метели возникают при перемещении циклонов с запада на восток, а также при «ныряющих» циклонах, перемещающихся с северо-запада к юго-востоку и затем к востоку. Чем круче к югу проходят траектории ныряющих циклонов и чем лучше циклоны оформлены в барическом поле, тем вероятнее распространение метели и на южную половину ЕТС. При этом процессе кратковременные метели в зоне холодных фронтов могут наблюдаться даже на побережьях Черного и Азовского морей.

Весьма интенсивные метели как в европейской части СССР, так и в Казахстане и Западной Сибири вызываются так называемыми южными циклонами, т. е. циклонами, перемещающимися к северу и северо-востоку из районов Балкан, Средиземного, Черного и Каспийского морей и с верховьев Амударьи. Зарождаясь в южных широтах, эти циклоны обладают большой термодинамической энергией. Кроме того, над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью они нередко регенерируют на арктических фронтах, следовательно, получают добавочную энергию и углубляются. Наиболее интенсивные метели наблюдаются в основном в зоне теплых фронтов этих циклонов при восточных и северо-восточных ветрах.

На Средней Волге и в Предуралье с указанными циклонами бывают связаны наиболее продолжительные метели, особенно при смещении южных циклонов, когда на Средний Урал, Каму или Верхнюю Волгу распространяется отрог сибирского антициклона. Происходит значительное увеличение барических градиентов вследствие сближения области падения давления в передней части циклона с областью роста в отроге. Усилению метелей в Предуралье способствует также повышение местности с запада на восток. Наиболее интенсивные метели в Предуралье наблюдаются при перемещении циклонов с Амударьи или юга Каспийского моря и их регенерации. Сильные метели в этом районе отмечаются в тех случаях, когда вслед за переваливающим через Урал циклоном развивается антициклон, что вызывает увеличение барических градиентов и усиление ветра.

Непосредственно к востоку от Урала метели, преимущественно низовые, наблюдаются в основном при северных ветрах — в тылу циклонов. Наиболее продолжительные метели связаны с регенерацией в Зауралье южных и юго-западных циклонов.

На юге Украины сильные метели при восточных ветрах возникают при наличии малоподвижного циклона над Черным морем и усиливающейся области высокого давления над большей частью Европейской территории СССР. Если циклон медленно перемещается с Черного моря на Северный Кавказ, продолжительные метели наблюдаются в долинах рек Кубани и Дона.

При развитии циклона над северной частью Каспийского моря, а антициклона или отрога сибирского антициклона над Нижним Поволжьем в Западном Казахстане наблюдаются метели.

В Алтайской, Саяно-Байкальской и Янско-Колымской горных странах и в Забайкалье, где зимой преобладает антициклоническая безоблачная погода со слабыми ветрами, метелей бывает мало. Они наблюдаются лишь изредка при прохождении холодных фронтов в тех районах, где бывает местное усиление ветра.

На Дальнем Востоке метели наблюдаются при перемещении циклонов с юго-запада на северо-восток — с Восточно-Китайского и Желтого морей на Командорские о-ва или Охотское море,

а также с запада — из районов Байкала, Монголии или Северо-Восточного Китая (Дунбэя) на Охотское море.

Наиболее сильные метели (пурга) наблюдаются на побережье Охотского моря, в низовьях Амура, на севере Сахалина и в Татарском проливе. Они развиваются в периоды, когда на востоке Азиатского материка располагается малоподвижный мощный антициклон или отрог сибирского антициклона, а вдоль побережья по морям перемещаются глубокие циклоны, вызывающие интенсивные снегопады и штормовые ветры. По мере удаления в глубь континента интенсивность и повторяемость метелей уменьшаются, они часто носят характер низовых метелей и поземков.

В долинах рек, протекающих между горными хребтами, вследствие отклонения общего потока воздуха от первоначального направления метели отмечаются при определенных направлениях ветра. Эти направления зависят от ориентировки речных долин и горных хребтов.

Например, на Нижне-Амурской низменности вследствие отклонения воздушного потока горными хребтами метели отмечаются главным образом при северных ветрах (выносы воздуха с Охотского моря) и при южных, дующих с материка.

В долине р. Уссури преобладают метели при юго-западных, северо-западных и северных ветрах, что в значительной мере связано с влиянием хребтов Сихотэ-Алинь и самой речной долины. На Средне-Амурской низменности метели и поземки наблюдаются при северо-западных и западных ветрах. На Зейско-Буреинском плато ветры указанных направлений в узких долинах рек бывают слабыми, поэтому здесь метели встречаются реже, чем на обширной Средне-Амурской низменности.

16.4. Прогноз пыльной бури

Пыльной или песчаной бурей называется явление переноса сильным ветром большого количества пыли или песка, при котором резко ухудшается видимость.

В СССР пыльные бури наблюдаются главным образом в южных степях и пустынях, в основном в Казахстане и Средней Азии, более редко — в Среднем Поволжье, на Украине, Северном Кавказе и в некоторых районах Дальнего Востока.

Северная граница пыльных бурь в основном совпадает с границей степной зоны. Повторяемость пыльных бурь в основных сельскохозяйственных районах страны приведена на рис. 16.4.1.

Горизонтальная протяженность районов, охваченных пыльными бурями, весьма различна — от нескольких сотен метров до тысячи километров и более. Запыленность атмосферы по вертикали может при этом колебаться от 1—2 м (пыльные или песчаные поземки) до 6—7 км.

Пыльные бури наблюдаются, как правило, летом. Однако в южных районах они могут развиваться и зимой, так как снежный покров здесь очень неустойчив и при отсутствии осадков поверхность почвы быстро высыхает. Зимой в этих районах возможно также развитие своеобразных снежно-песчаных поземков, при которых пыль и песок переносятся вместе с сухим снегом.

Основной причиной образования пыльных бурь является турбулентность, обусловленная структурой ветра, способствующая подъему с земной поверхности частиц пыли и песка. При этом

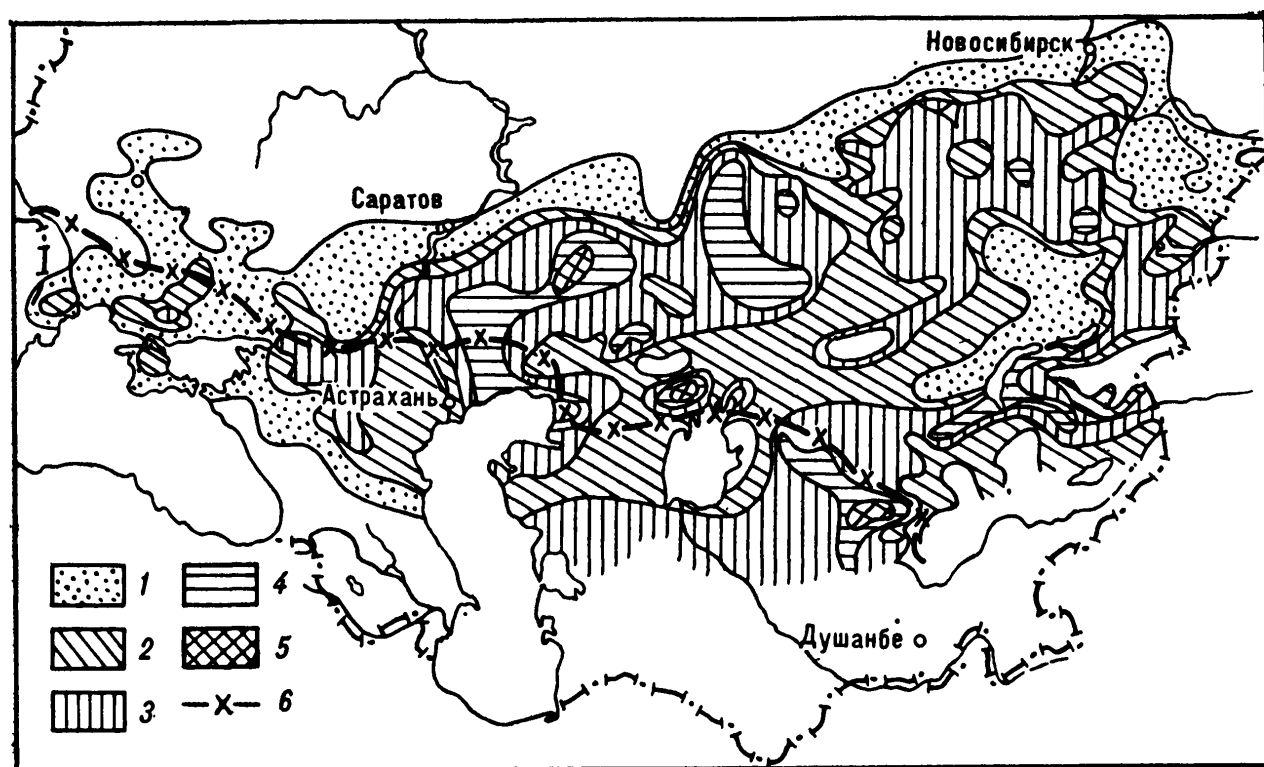


Рис. 16.4.1. Число дней с пыльными бурями на территории основных сельскохозяйственных районов СССР.

1) 1—5 дней, 2) 6—10, 3) 11—20, 4) 20—40, 5) 40 дней, 6) граница устойчивого снежного покрова.

очень важна степень вертикальной неустойчивости воздушной массы, в которой развивается пыльная буря. Сильный дневной прогрев нижних слоев воздуха летом приводит к значительному увеличению температурных градиентов до высоты 1—1,5 км над степями и до 2—2,5 км над пустынями. Конвективное перемешивание, распространяющееся до этих высот, стремится распределить частицы песка и пыли, поднятые с земной поверхности, по всему охваченному им слою. Маленькие частицы, образующие мглу, могут подниматься очень высоко, более тяжелые имеют меньшую высоту подъема и быстро падают на земную поверхность.

При устойчивой стратификации воздуха, как это наблюдается, например, ранней весной в тропическом иранском воздухе в теплых секторах мургабских и южнокаспийских циклонов, слой приземного перегрева воздуха ограничивается несколькими сотнями метров. Здесь часто наблюдаются сильные пыльные бури, распространяющиеся до высоты всего 200—300 м; на больших вы-

сотах воздух остается совершенно чистым. При запылении воздух может дополнительно нагреваться вследствие нагревания взвешенных в нем пылинок непосредственно солнечными лучами (эффект Воейкова).

Пыльные бури начинаются при некоторых критических значениях скорости ветра, которые зависят от рельефа местности и структуры почвы и поэтому бывают неодинаковыми для различных районов. В большинстве районов пыльные бури начинаются при скорости ветра 10—12 м/с. Однако на лёссовой почве (например, к юго-востоку от Бухары) слабые пыльные бури могут возникать летом уже при скорости ветра 8 м/с, а иногда даже 5 м/с.

Когда причины, непосредственно вызывающие пыльную бурю, исчезают, поднятая с земной поверхности пыль остается в воздухе на протяжении нескольких часов или даже суток. Большие массы пыли переносятся в этих случаях воздушными потоками на сотни и тысячи километров, образуя явление адвективной мглы. С тропическими воздушными массами мгла переносится в южные районы СССР из Северной Африки и с Ближнего Востока. Восточные потоки нередко выносят пыль из Западного Китая на Восточный Казахстан, на восток Средней Азии и т. д. В отличие от пыльных бурь, адвективная мгла обычно наблюдается при слабых ветрах и даже при штиле. Как вертикальная, так и горизонтальная видимость при мгле может постепенно уменьшаться до нескольких десятков метров.

Продолжительность пыльных бурь меняется в широких пределах — от нескольких секунд до нескольких суток. Например, на южном побережье Аральского моря зарегистрирована непрерывная пыльная буря длительностью 80 ч.

В соответствии с состоянием почвы и условиями циркуляции как по числу явлений, так и по суммарной длительности пыльные бури распределяются весьма неравномерно.

В пределах одной сравнительно небольшой территории при подробном исследовании можно обнаружить места, в которых пыльные бури развиваются в 4—5 раз чаще, чем в близлежащих районах. В повторяемости пыльных бурь выявляются большие различия на границах между культурной орошаемой зоной и естественной полупустынной территорией.

Суточный ход пыльных бурь (максимум — в полуденные и послеполуденные часы, минимум — во вторую половину ночи и рано утром) соответствует летнему суточному ходу скорости ветра и ходу неустойчивости стратификации нижних слоев тропосферы.

Во время достаточно длинных ночей, особенно весной и осенью, подстилающая поверхность выхолаживается (нередко до заморозков), что приводит к конденсации водяных паров и увлажнению поверхности почвы, сыпучесть мелких частиц почвы при этом уменьшается. При отрицательных температурах на поверхности почвы иногда образуется легкий иней, что также снижает подвижность частиц пыли и песка. Днем, наоборот, происходит интенсивное иссушение почвы. Тем не менее при надлежащей

структуре почвы и определенных синоптических процессах пыльные бури возможны в любое время суток, однако интенсивность ночных пыльных бурь значительно слабее, чем дневных.

По продолжительности пыльной бури и видимости во время ее можно выделить следующие основные типы пыльных бурь.

1. Кратковременные пыльные бури с относительно небольшим ухудшением видимости. Вызываются сугубо местными колебаниями скорости и направления ветра, продолжительность их не превышает 30 мин, а видимость сохраняется в пределах 3—4 км, увеличиваясь временами до 6—10 км. Пыльные бури этого типа нередко перемежаются с пыльными поземками.

2. Кратковременные пыльные бури с сильным ухудшением видимости. По длительности они сходны с бурями первого типа, но вызывают более значительное ухудшение видимости (до нескольких сотен метров, а иногда до 10—20 м); начинаются почти внезапно — при сравнительно спокойной погоде скорость ветра резко возрастает и одновременно проносятся облака пыли различной вертикальной мощности. После первого внезапного ухудшения видимости она постепенно увеличивается до 1—2 км и более, хотя скорость ветра часто продолжает нарастать. Эти бури обычно порождаются шкваловыми ветрами, связанными с прохождением грозовых очагов или резких холодных фронтов второго рода. Признаком приближения такой пыльной бури является серая пыльная завеса под кучево-дождевыми облаками, когда они еще находятся у горизонта, в пределах видимости.

3. Длительные и пульсирующие пыльные бури с преобладанием относительно небольшого ухудшения видимости (2—4 км). Периодически отмечаются то кратковременные улучшения, то ухудшения видимости. Колебания видимости происходят на большой территории, в различных местах и в различное время. Продолжительность пыльных бурь этого типа достигает нескольких часов и даже суток. Эти бури возникают в условиях устойчивого барического поля с большими барическими градиентами (юго-восточная, южная и юго-западная периферия мощных малоподвижных антициклонов).

4. Длительные и сильные пыльные бури с уменьшением видимости до 500—1000 м, в начальной стадии — до нескольких десятков метров. Пыльные бури этого типа имеют, как правило, большую горизонтальную и вертикальную протяженность и характеризуются во всех направлениях однообразным, обычно темносерым фоном. Колебания видимости происходят на общем фоне низких значений видимости. Продолжительность такой бури не менее 2—4 ч.

5. Пыльный или песчаный поземок — перенос пыли или песка в слое не более 2 м над поверхностью почвы. Пыльные поземки, как правило, непродолжительны и как самостоятельное явление наблюдаются сравнительно редко; чаще всего они возникают в начале пыльной бури или в конце ее. Песчаные поземки — очень частое явление в пустынях, особенно при наличии на по-

верхности почвы крупнозернистого, хорошо провеянного песка. В некоторых пустынях летом песчаный поземок наблюдается почти ежедневно, причем высота его в основном ограничивается нижним полуметровым слоем. Такие поземки вызывают значительные песчаные заносы дорог, полей, каналов и др. В холодную половину года песчаные поземки могут сочетаться с пыльными и песчаными бурями третьего типа, обычно это происходит на южной периферии малоподвижных обширных антициклонов при скоростях ветра около 15 м/с и более. Для поземков характерна более ровная структура поля ветра и нередко устойчивая стратификация воздушных масс.

Прогноз пыльных бурь по существу сводится к прогнозу сильного ветра с учетом свойств подстилающей поверхности, т. е. ее общего состояния, особенностей растительного покрова и степени закреплённости верхнего слоя почвы. Особый характер имеют барханные пески пустынь, где подвижность верхнего слоя почвы достигает максимального развития. Важно знать степень увлажнённости почвы. При длительной засухе верхние слои даже черноземных почв на Дону, Кубани и Южной Украине выдуваются сильными ветрами и развиваются так называемые черные бури. При прогнозе черных бурь следует обращать внимание на длительные засухи ранней весной (март, начало апреля), когда после схода снега почва быстро высохла и еще не закреплена растительным покровом. В таких случаях при штормовых восточных ветрах на южной периферии обширных антициклонов (арктические вторжения), дующих иногда в течение нескольких недель, и развиваются черные бури.

При прогнозе пыльных бурь необходимо также учитывать их суточный и годовой ход при различных синоптических процессах и их территориальное распространение в различные сезоны.

С учетом синоптических условий различаются фронтальные пыльные бури и пыльные бури штормовых зон.

Фронтальные пыльные бури. Зона пыльных бурь вытянута вдоль фронта на сотни километров и имеет ширину до 200—300 км.

Характерными чертами фронтальных пыльных бурь являются быстрое их смещение вместе с фронтом и большое развитие по вертикали. Последнее объясняется сильными восходящими движениями во фронтальной зоне, забрасывающими пыль иногда до высоты 4—5 км и более. Эти бури, как правило, связаны с холодными фронтами второго рода. При прохождении теплых фронтов пыльные бури наблюдаются редко.

Предфронтальное усиление ветра начинается на расстоянии 200—300 км перед фронтом и при соответствующих состояниях почвы вызывает вначале пыльный или песчаный поземок. По мере приближения фронта скорость ветра увеличивается и на расстоянии примерно 100—150 км от фронта поземок переходит в песчаную или пыльную бурю. При приближении фронта пыльные бури постепенно усиливаются, достигая максимального развития

в момент прохождения фронта. За фронтом, как правило, пыльные бури ослабевают и быстро прекращаются. Однако при сильных ветрах за фронтом они ослабевают не сразу. Вертикальная протяженность зафронтальных пыльных бурь обычно ограничивается самой фронтальной поверхностью.

При перемещении фронта пыль, поднятая бурями, оседает не сразу, вследствие чего создается зона медленно ослабевающей мглы. Образованная мельчайшими твердыми частицами эта мгла может переноситься ветрами на большие расстояния.

Пыльная мгла, занесенная ветром на значительное расстояние от очага пыльных бурь, называется адвективной мглой. Классическим примером адвективной мглы является мгла, приносимая в Узбекистан восточными ветрами после пыльных бурь в Узбекистан восточными ветрами после пыльных бурь в Синцзяне.

Адвективная мгла может появляться и сохраняться при слабых ветрах. Особенно устойчива мгла в предгорных и открытых долинах. В редких случаях она заносится и в высокогорья Памира и Тянь-Шаня.

Прогноз фронтальных пыльных бурь сводится к прогнозу: 1) силы ветра во фронтальной зоне, 2) скорости перемещения фронта, 3) интенсивности вертикальных движений в зоне фронта.

Пыльные бури штормовых зон. Пыльные бури нередко возникают вне связи с фронтальными разделами. Это бывает в тех случаях, когда в каком-либо районе у поверхности Земли создаются зоны значительных горизонтальных барических градиентов, обусловленных неодинаковыми скоростями и даже знаками изменения давления. Такие зоны называются штормовыми. Штормовые зоны образуются обычно в областях резкого падения или роста давления, граничащих с областью, где давление меняется мало. Такие зоны часто наблюдаются в передней части резко усиливающегося антициклона и на южной и юго-западной периферии обширного и медленно смещающегося антициклона, когда к югу от него располагается малоподвижный циклон. Так черные бури — следствие штормовых восточных ветров на южной периферии обширных антициклонов, развивающихся в арктическом воздухе. Летом такие антициклоны при сильном перегреве воздушных масс создают эффект суховеев.

Особенно сильные штормовые зоны возникают в районах, где непосредственно соприкасаются области изменения давления противоположного знака, например, когда к усиливающемуся антициклону приближается углубляющийся циклон. Подобные условия нередко создаются зимой и в переходные сезоны на юго-востоке Европейской территории СССР и на юго-западе Средней Азии.

Одним из процессов, порождающих быстро смещающиеся штормовые зоны в условиях Средней Азии, является выход штормовых циклонов с южных районов Каспийского моря. Наиболее сильные ветры наблюдаются при этом в тыловой части циклона.

Быстро смещающиеся штормовые зоны формируются также в условиях антициклогенеза. Например, в глубоких ультраполярных ложбинах, где резкое увеличение циклонической кривизны изогипс и изотерм приводит к сильному росту давления, усиливающемуся мощной адвекцией холода. Впереди такого бурно растущего антициклона создается штормовая зона, движущаяся вместе с ним к юго-западу. Пыльные бури, связанные с антициклоническими штормовыми зонами, развиваются обычно ранней весной или поздней осенью после бездождных периодов в пустынях.

Значительную роль в формировании малоподвижных штормовых зон играют орографические условия. Иногда даже небольшие горные хребты типа Каратау становятся своеобразными перегородками, отделяющими холодный прежний арктический воздух над Восточным Казахстаном от более теплых масс воздуха над Средней Азией. Горные хребты способствуют сгущению изобар и изотерм, т. е. увеличению барических и термических градиентов. Непрерывное проникновение холодного воздуха через многочисленные ущелья и даже перетекание его через весь невысокий хребет создает длительно существующую орографически обусловленную штормовую зону. Этим объясняется повышенная повторяемость пыльных бурь в сужающихся горных долинах и ущельях (пыльные бури в Коканде, в горле Ферганской долины, в верховьях Амударьи и т. д.). Эта же причина способствует большой устойчивости зоны с пыльными бурями в предгорьях Копетдага, на Северном Кавказе и в других районах, где ветры на периферии антициклона усиливаются вследствие орографического сгущения изобар и изотерм около горных хребтов.

Ночные пыльные бури порождаются главным образом холодными фронтами и штормовыми зонами в тылу быстро движущихся циклонов. В теплых секторах циклонов они наблюдаются очень редко; на периферии антициклонов (особенно летом) пыльные бури ночью или совершенно прекращаются, или их интенсивность резко убывает и они иногда переходят в песчаный поземок.

16.5. Прогноз гололеда и гололедицы

Основными видами наземного обледенения являются следующие.

1. Гололед — слой плотного льда, нарастающего на предметах при выпадении переохлажденного дождя или мороси, при тумане и перемещении низких слоистых облаков при отрицательной температуре воздуха у поверхности Земли, близкой к 0°C . Чем меньше капли и чем ниже температура воздуха, тем более слоистым и менее плотным оказывается гололед. При температурах, близких к нулю, он бывает стекловидно-прозрачным и очень плотным. Плотность отложений гололеда колеблется от 0,5 до

0,9 г/м³, а масса 1 пог. м гололедного станка — от нескольких грамм до 400—500 г.

Температура воздуха у поверхности Земли при гололеде чаще всего находится в пределах от +0,5 до —3 °С, в отдельных случаях — от —8 до —10 °С.

2. Изморозь:

а) зернистая изморозь — снеговидный осадок в виде рыхлого, зернистого льда, часто по внешнему виду зернистая изморозь близка к гололеду; плотность 0,1—0,4 г/см³. Образуется вследствие намерзания на предмет капель переохлажденного тумана, в основном при температуре от —3 до —8 °С. Отлагается преимущественно с наветренной стороны предметов;

б) кристаллическая изморозь — белый осадок, состоящий из ясно различимых кристаллов, свободных или имеющих незначительное количество оледеневших капель тумана; плотность 0,01—0,05 г/см³. Возникает в результате сублимации водяного пара при дымке или тумане при температуре воздуха в пределах от —11 до —25 °С. Для районов Сибири характерно образование изморози при температуре ниже —25 °С, когда воздух близок к насыщению.

3. Обледенелый мокрый снег — ледяная масса, по внешнему виду напоминающая очень плотную изморозь. Образуется в результате быстрого замерзания мокрого снега, выпадение которого происходит при положительной температуре воздуха от 0,1 до 2 °С, при скорости ветра до 6 м/с. По размерам отложения может превосходить гололед, поэтому является обычно опасным видом обледенения.

4. Гололедица — все виды наземного обледенения твердых горизонтальных покрытий независимо от причин их образования. В узком смысле слова гололедица — корка льда на земной поверхности, образовавшаяся в результате замерзания дождевой или талой воды.

5. Твердый налет — сплошной ледяной налет, образующийся при быстром потеплении после устойчивых морозов на предметах, обладающих значительной температурной инерцией (скалы, каменные строения, крупные металлические сооружения, мощеные и асфальтированные дороги и т. п.).

Повторяемость наземного обледенения зависит от климатических и орографических условий. Так, наибольшая повторяемость гололеда, зернистой изморози и твердого налета наблюдается в тех районах, которые подвержены резким изменениям погоды — от сильного мороза к оттепели и наоборот, наименьшая — там, где зимой преобладает устойчивая морозная погода. Большое значение имеет относительная высота пункта, т. е. превышение его над окружающей местностью, а также форма рельефа. Наибольшая повторяемость гололеда и плотной изморози наблюдается на возвышенностях, на вершинах холмов, относительная высота которых над окружающей местностью превышает 50 м, а также на наветренных склонах гор. Наименьшая повторяемость гололеда

метается в долинах рек и низинах. Повторяемость кристаллической изморози больше в тех районах, где в холодную половину года преобладает антициклонический характер погоды с радиационными туманами.

Степень опасности наземного обледенения принято характеризовать толщиной слоя льда, который образуется за время нарастания ледяного отложения.

Гололедно-изморозевые отложения будут тем больше, чем дольше продолжается выпадение переохлажденного дождя, мороси, чем дольше наблюдаются низкие слоистые облака или адвективный и радиационный туман.

Гололед обычно образуется при адвекции теплого и влажного воздуха.

Гололед бывает внутримассовый и фронтальный.

Внутримассовый гололед возникает в зонах адвекции тепла и влаги на западной и северной периферии стационарных антициклонов, а также на восточной и южной периферии стационарных циклонов. В этих случаях в пограничном слое атмосферы чаще всего наблюдается инверсия температуры, начинающаяся на высоте 500—1000 м от поверхности Земли и распространяющаяся до высоты 1200—1500 м. Благоприятные условия для образования гололеда создаются, когда достаточно мощная слоистая облачность располагается не только под инверсией, но и в самом слое инверсии, где температура часто достигает положительных значений.

Если в процессе образования гололеда слоистые облака снижаются, достигая земной поверхности (адвективный туман), или проходят над более возвышенными местами, то гололед может возникать и без морозящих осадков, в результате оседания на предметы капель адвективного тумана.

Фронтальный гололед в основном наблюдается перед теплыми фронтами, перемещающимися со скоростью 20—30 км/ч, в зоне шириной 100—200 км, где выпадает переохлажденный дождь. Если при этом температура у поверхности Земли отрицательная (близкая к 0 °С), то вероятность образования гололеда большая. Фронтальный гололед представляет особенно большую опасность для народного хозяйства.

Иногда гололед образуется и при смене теплых воздушных масс холодными, обычно это наблюдается на медленно перемещающихся (со скоростями 10—20 км/ч) холодных или квазистационарных фронтах на юге Украины, в Крыму и на Северном Кавказе.

Наиболее благоприятными метеорологическими условиями образования гололеда являются:

- переохлажденный дождь, морось, туман или низкая слоистая облачность в различном их сочетании;
- мощные слои инверсии в пограничном слое атмосферы;
- температура воздуха у Земли — от 0,5 до —3 °С, на уровне 850 гПа от 5 до —5 °С;

- температура воздуха на нижней границе первого от Земли слоя инверсии — от $-0,5$ до -8°C ;
 - суммарный дефицит точки росы в слое Земля — 850 гПа $3-5^\circ\text{C}$ и менее;
 - очаг теплого воздуха на поверхности 850 гПа;
 - умеренные и сильные ветры в пограничном слое атмосферы.
- Графический метод прогноза гололеда разработан для юго-во-

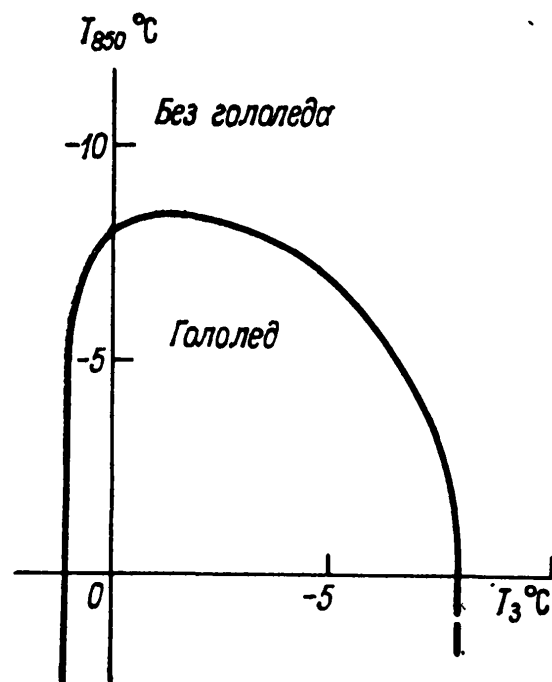


Рис. 16.5.1. Зависимость образования гололеда от температуры у поверхности Земли (T_3) и температуры на поверхности 850 гПа (T_{850}).

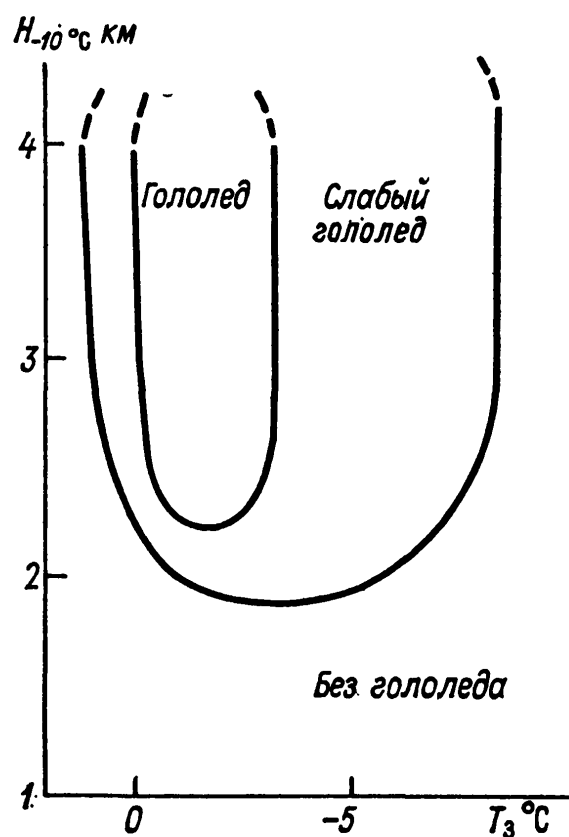


Рис. 16.5.2. Зависимость интенсивности гололедообразования от температуры у поверхности Земли (T_3) и высоты изотермы -10°C ($H_{-10}^\circ\text{C}$).

1 — умеренный гололед, 2 — слабый гололед.

стока Западной Сибири, но применяется и в других районах страны; заблаговременность 12—36 ч.

Если в холодное полугодие ожидается адвекция теплого и влажного воздуха, вызванная перемещением в район прогноза теплых атмосферных фронтов, фронтов окклюзии, волновых возмущений и т. д., то по графику на рис. 16.5.1 дается альтернативный прогноз гололеда, а по графику на рис. 16.5.2 определяется его интенсивность.

Если по одному из графиков прогнозируется гололед, а по другому — его отсутствие, в прогнозе указывается возможность слабого гололеда.

Пример. Пусть прогностическое значение $T_3 = -4^\circ\text{C}$, $T_{850} = -6^\circ\text{C}$, $H_{-10}^\circ\text{C} = 3,5$ км. Тогда, по рис. 16.5.1 определяем, что гололед возможен, а по рис. 16.5.2 — что интенсивность его слабая. Следовательно, в прогнозе указывается слабый гололед.

Образование гололедицы — ледяной пленки или корки льда на дорогах — зависит не только от атмосферных условий, но и от свойств подстилающей поверхности, на которой они образуются. Если температура поверхности дорог несколько ниже нуля, а температура воздуха положительна (но близка к нулю), то при выпадении дождя или мороси на поверхности дорог происходит отложение льда.

Наиболее опасные отложения льда на дорожных покрытиях образуются при замерзании жидкой влаги. В этих случаях появляется тонкая стекловидная и прозрачная (реже матовая) ледяная пленка с гладкой поверхностью, значительно ухудшающая условия движения автотранспорта.

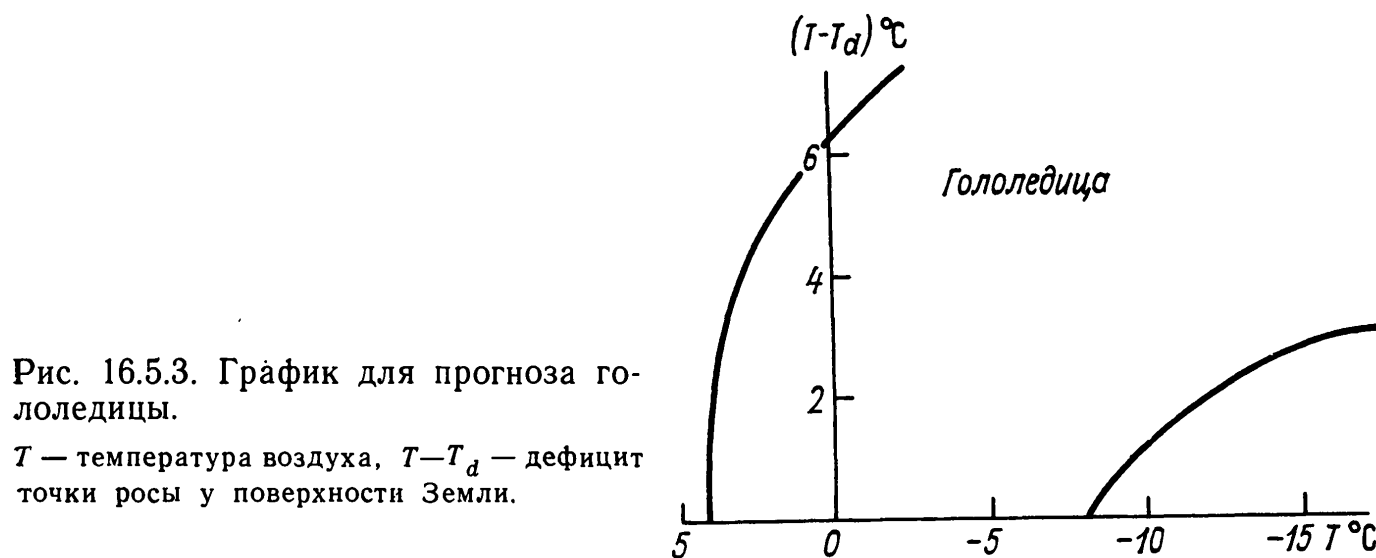


Рис. 16.5.3. График для прогноза гололедицы.

T — температура воздуха, $T - T_d$ — дефицит точки росы у поверхности Земли.

Отложение льда, связанное с зернистой изморозью, представляет ледяную корку матово-белого цвета, также опасную для движения автотранспорта.

Обледенение дорог, которое возникает вследствие выпадения твердых осадков (снежный накат и оледенелый снег), не всегда приводит к сильному скольжению на дорогах, поэтому оно менее опасно по сравнению с другими видами обледенения.

Атмосферные процессы, которые приводят к образованию гололедицы, характеризуются адвекцией теплого и влажного воздуха. При этом наиболее благоприятными синоптическими и метеорологическими условиями гололедицы являются те же, что и для образования гололеда, зернистой изморози и других видов обледенения.

Графический метод прогноза гололедицы разработан для Европейской территории СССР; заблаговременность 12—36 ч.

Если ожидается адвекция теплого и влажного воздуха, температура поверхности почвы несколько ниже 0°C и одно из явлений — дождь, снег, мокрый снег, ледяные зерна, морось, туман, дымка или низкие слоистые облака — и на поверхности почвы имеется дождевая или талая вода, то по графику на рис. 16.5.3 дается прогноз гололедицы.

Пример. Пусть прогностические значения $T = -5^{\circ}\text{C}$, $T - T_d = 4^{\circ}\text{C}$. Следовательно, согласно рис. 16.5.3, следует ожидать гололедицу.

Основным прогностическим признаком прекращения гололеда является повышение температуры поверхности почвы до положительных значений.

16.6. Прогноз метеорологических условий загрязнения атмосферы

Важной задачей в проблеме охраны окружающей среды является обеспечение чистоты атмосферы.

Накопление вредных примесей в приземном слое воздуха во многом зависит от метеорологических факторов, главным образом от устойчивости стратификации температуры воздуха и горизонтального переноса.

При застойных явлениях в атмосфере резко ослаблено перемешивание загрязненного воздуха и практически отсутствует горизонтальный перенос. Длительное сохранение слабых ветров над большой территорией способствует накоплению здесь вредных примесей, выбрасываемых промышленными предприятиями и автотранспортом.

При наличии в нижних слоях атмосферы задерживающих слоев, препятствующих турбулентному обмену, загрязнение приземных слоев воздуха возрастает. Особенно опасны случаи, когда нижняя граница приподнятой инверсии располагается невысоко над источником выброса.

В зависимости от уровня развития промышленности города, его физико-географического положения и особенностей рельефа метеорологические условия могут оказывать неодинаковое воздействие на загрязнение воздуха. Целесообразно выделить наиболее общие и важные метеорологические предикторы, характеризующие условия, способствующие накоплению или рассеянию вредных примесей в атмосфере. К ним следует отнести:

1) общее развитие синоптических процессов как меру способности проветривания и преобразования выбрасываемых в атмосферу веществ в различных погодных условиях (циркуляционный фактор);

2) толщину слоя перемешивания воздуха, характеризующую термическую и динамическую турбулентность (вертикальное перемешивание);

3) среднюю скорость ветра в слое перемешивания, а при отсутствии этого слоя — скорость ветра у поверхности Земли как фактор интенсивности смены воздушных масс.

Эти предикторы могут быть определены по исходным данным или предсказаны на 12, 24 и 36 ч на основе использования фактического или прогностического аэросиноптического материала, имеющегося у синоптика при составлении краткосрочного прогноза погоды.

Количество метеорологических предикторов может быть и большим. Так для ряда городов важно, на каком фоне температуры

или при каком направлении ветра повышается опасность загрязнения, однако это можно учесть и при анализе (прогнозе) циркуляционного фактора.

Излагаемый ниже метод прогноза метеорологических условий загрязнения прошел успешное испытание в Гидрометцентре СССР, Белорусском, Приволжском и Дальневосточном УГКС Госкомгидромета и рекомендован для использования в оперативной практике.

Метод краткосрочного прогноза метеорологических условий загрязнения атмосферы предусматривает обязательное использование карты АТ₉₂₅ для уточнения прогностических кривых стратификации температуры и влажности воздуха, а также средней скорости ветра в нижнем километровом слое атмосферы.

16.6.1. Определение типа синоптической ситуации

Тип синоптической ситуации определяет общие условия циркуляции атмосферы. При малоактивном развитии процессов и застойных явлениях в атмосфере (слабый ветер) складываются наиболее неблагоприятные метеорологические условия, способствующие накоплению вредных примесей. Напротив, если атмосферные процессы активны, то приземные слои воздуха быстро очищаются.

Таблица 16.6.1

Типы синоптических ситуаций и соответствующие им численные характеристики параметра $K_{ц}$

Типы синоптических ситуаций	$K_{ц}$
Малоподвижные антициклоны и гребни, особенно сместившиеся с юга (наблюдающиеся в течение 1,5 суток и более)	3
Западная периферия антициклона или гребня (независимо от скорости ветра) при переносе из юго-восточного сектора, при адвекции тепла	4
Передняя часть циклона (ложбина при переносе из юго-восточного сектора, особенно при адвекции тепла)	} 5
Малоподвижный небольшой по площади циклон, в котором циркулирует одна и та же воздушная масса	
Размытые поля высокого и низкого давления с ветром переменных направлений	6
Периферии барических образований (наблюдающиеся в течение 1,5 суток и более при $V \leq 4$ м/с)	7
Центры или периферии барических образований (наблюдающиеся менее 1,5 суток, $V \leq 4$ м/с)	8
Центры или периферии барических образований (любой продолжительности, $V \geq 5$ м/с)	9
Быстродвижущиеся барические образования или чередование ложбин и гребней	} 10
Ультраполярное или северное вторжение воздушной массы	

Тип синоптической ситуации, согласно сказанному ранее, определяется по картам будущего приземного поля давления заблаговременностью 24 и 36 ч или же по фактической приземной карте. Циркуляционный фактор оценивается только качественно и кодируется по табл. 16.6.1 в случае прогноза по комплексному показателю метеоусловий загрязнения и по табл. 16.6.2 в случае альтернативного прогноза.

16.6.2. Определение толщины слоя перемешивания

Под слоем перемешивания понимается слой, в котором под влиянием термодинамической турбулентности происходит перераспределение вредных примесей по вертикали. Чем тоньше такой слой, тем в большем количестве в нем будут накапливаться эти примеси.

Толщина слоя перемешивания ($H_{\text{тд}}$) в м или гПа рассчитывается по аэрологическим диаграммам. Верхняя граница слоя перемешивания определяется как высота точки пересечения кривой стратификации с кривой состояния. За нижнюю границу слоя перемешивания принимается поверхность Земли (если $H_{\text{тд}}$ выражено в гПа, то берется давление, не приведенное к уровню моря). Последнее обстоятельство особенно важно помнить, если $H_{\text{тд}}$ рассчитывается для пунктов, расположенных высоко над уровнем моря. При расчетах $H_{\text{тд}}$ по прогностическим кривым стратификации, для которых используется значение приземного давления, снятое с прогностических приземных карт (приведенное к уровню моря), поправку на высоту станций можно определить приближенно, исходя из того, что изменение давления по вертикали на 10 гПа происходит в слое толщиной около 100 м.

На текущий день толщина слоя перемешивания определяется по аэрологической диаграмме за утренний срок с учетом ожидаемой максимальной температуры воздуха.

Хорошие результаты при расчетах $H_{\text{тд}}$ дает учет возможного суточного хода температуры у поверхности Земли и на высотах. При этом устанавливается, в какой момент начнет появляться (исчезать) слой перемешивания и как будет меняться его толщина. Рассеяние вредных примесей можно ожидать только при наличии мощного слоя перемешивания, сохраняющегося большую часть дня.

При определении степени устойчивости атмосферы и ее термодинамического состояния на текущий день большую помощь могут оказать также наблюдения за температурой и ветром на высотных метеоконструкциях и телевизионных мачтах.

В тех случаях, когда на аэрологической диаграмме отмечается безразличная стратификация атмосферы или кривая состояния проходит не более чем на 1°C левее кривой стратификации, верхняя граница слоя перемешивания находится на той высоте, на которой эти условия нарушаются.

Расчет $H_{\text{тд}}$ по прогностическим кривым стратификации на 24

и 36 ч аналогичен расчетам на текущий день, но появляется необходимость учета изменений температуры, вызванных трансформацией, вертикальными движениями и вертикальными сдвигами ветра.

Верхняя граница слоя перемешивания может быть определена и другим способом, который получил широкое использование в подразделениях Украинского УГКС. Для этого в теплый период используются графики на рис. 16.6.1. На них по оси абсцисс отложены разности ($T_{\max} - T_3$), где T_{\max} — прогнозируемая максимальная приземная температура, T_3 — приземная температура в 3 ч. Наклонные прямые линий соответствуют различным средним значениям вертикального градиента температуры ($\bar{\gamma}$) в нижнем слое толщиной 1,5 км. Значение $\bar{\gamma}$ определяется по данным

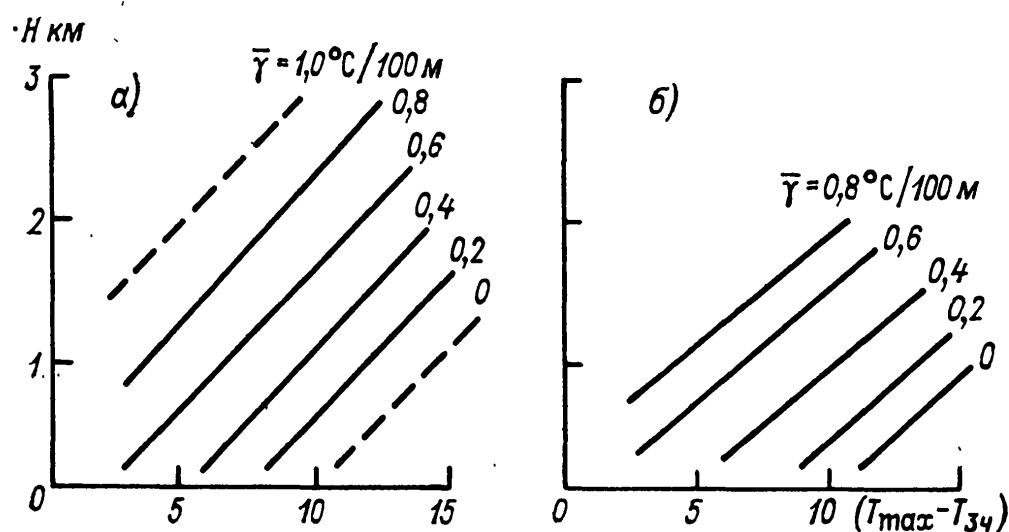


Рис. 16.6.1. Графики для прогноза максимальной толщины слоя перемешивания ($\bar{\gamma} \ 1,5 \text{ км} \geq 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$).

а — лето, б — май, сентябрь.

радиозондирования атмосферы в 3 ч. На оси ординат снимается искомое значение верхней границы слоя перемешивания.

В ряде случаев нижнюю границу приподнятых инверсий можно отождествлять с верхней границей слоев перемешивания, а наличие приземных инверсий — с отсутствием слоев перемешивания.

Для уточнения прогноза на текущий день инверсий и безынверсионного состояния нижнего слоя атмосферы (по материалам, полученным для Киева) можно рекомендовать эмпирические графики на рис. 16.6.2, отражающие зависимости состояния нижнего слоя атмосферы до высоты 1 км от степени ночного выхолаживания или дневного прогрева воздуха у поверхности Земли и от стратификации атмосферы в нижнем 500-метровом слое перед или в начале охлаждения или прогрева воздуха.

При уточнении прогноза на первую половину дня используется график на рис. 16.6.2 а, на оси абсцисс которого нанесены разности между прогнозируемой минимальной температурой воздуха на предшествующую этому дню ночь и фактической температурой в 21 ч этой же ночи, а на оси ординат — средний вертикальный

градиент температуры в 21 ч этой ночи в слое 0—500 м. По значениям этих предикторов определяется ожидаемое состояние нижнего слоя атмосферы. При уточнении прогноза на вторую половину дня используется график на рис. 16.6.2 б. При этом предикторами являются разность между прогнозируемой максимальной температурой воздуха на день и фактической температурой воздуха в 3 ч предшествующей ночи ($T_{\max} - T_3$) и средний вертикальный градиент температуры в слое 0—500 м в 3 ч ($\gamma_{0-0,5}$).

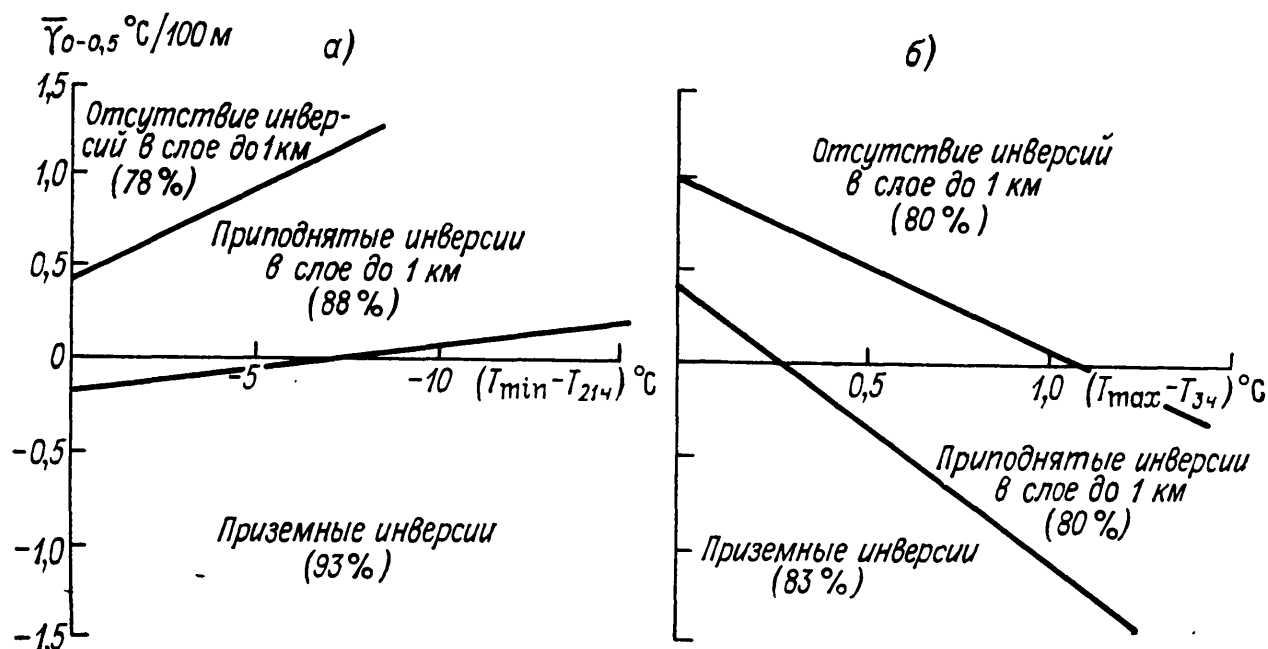


Рис. 16.6.2. Графики для прогноза приземных, приподнятых инверсий и безынверсионного состояния атмосферы в пограничном слое. Холодный период.

а — первая половина суток (21 ч), б — вторая половина суток (3 ч).

Если при прогнозе на первую половину дня ожидается понижение температуры вместо повышения, то следует пользоваться графиком для второй половины дня. Аналогично, если при прогнозе на вторую половину дня ожидается повышение температуры вместо понижения, то используется график для первой половины дня.

Уточнения прогнозов по указанным графикам составляются в случаях, когда адвективное изменение температуры $|(\Delta T)_a| \leq 3^\circ\text{C}$. При $|(\Delta T)_a| > 3^\circ\text{C}$ за 12 ч или при скорости ветра более 8—10 м/с прогноз приземных инверсий по графикам не дается.

16.6.3. Определение средней скорости ветра в слое перемешивания

Средняя скорость ветра в слое перемешивания ($\bar{v}_{\text{пер}}$) рассчитывается по данным о прогнозе ветра заданной заблаговременности у поверхности Земли и на поверхностях 925 и 850 гПа. При прогнозе на текущий день допустимо использование данных о фактической скорости ветра в исходный срок.

Если, судя по прогностической кривой стратификации, верхняя граница слоя перемешивания толщиной $H_{\text{тд}}$ близка к изобарической поверхности 850 гПа, то $\bar{v}_{\text{пер}}$ рассчитывается по формуле

$$\bar{v}_{\text{пер}} = \frac{v_3 + v_{925} + v_{850}}{3}. \quad (16.6.1)$$

Если же верхняя граница $H_{\text{тд}}$ близка к поверхности 925 гПа, то вместо (16.6.1) используется формула

$$\bar{v}_{\text{пер}} = \frac{v_3 + v_{925}}{2}. \quad (16.6.2)$$

При $H_{\text{тд}} \approx 0$ учитывается только прогностическое значение скорости ветра у поверхности Земли (v_3).

16.6.4. Схема альтернативного прогноза метеорологических условий загрязнения атмосферы

Этот способ краткосрочного прогноза метеорологических условий загрязнения (МУЗ) атмосферы требует предварительного получения климатических характеристик рассеивающей способности пограничного слоя атмосферы для района, по которому составляется прогноз. На основании статистической обработки информации устанавливаются критические значения метеорологических параметров, характеризующих условия вертикального перемешивания и горизонтального переноса в периоды накопления и рассеяния вредных примесей, и типы синоптических ситуаций, при которых наиболее часто или редко наблюдается высокая загрязненность. При выявлении этих типов следует учитывать такие явления погоды, как туманы, осадки и т. д.

В табл. 16.6.2 приведены характерные синоптические условия загрязнения и критические значения толщины слоя перемешивания ($H_{\text{тд}}$) и средней скорости ветра в этом слое ($\bar{v}_{\text{пер}}$), а при $H_{\text{тд}}=0$ — скорости ветра у поверхности Земли (v_3) для Центрального района Европейской территории СССР.

Прогноз МУЗ предусматривает использование прогностических карт приземного поля давления и AT_{850} на 24 и 36 ч и построенных с такой же заблаговременностью прогностических кривых стратификации температуры и влажности воздуха, уточненных по прогностической карте AT_{925} . При прогнозе МУЗ на текущий день (с заблаговременностью 12 ч) используются данные за исходный утренний срок, исправленные для нижнего слоя на ожидаемую максимальную температуру воздуха и дефицит влажности в пункте, для которого составляется прогноз.

Как следует из табл. 16.6.2, накопление вредных примесей в нижней части атмосферы чаще наблюдается при толщине слоя перемешивания, не превышающей 700 м (70 гПа), и скорости ветра в нем не более 6 м/с. Если же $H_{\text{тд}}=0$, что характерно для

Синоптические условия и критические значения параметров пограничного слоя, характеризующие условия накопления и рассеяния вредных примесей над Центральным районом ЕТС

Типы синоптических ситуаций	$H_{\text{тд}}$ м	$\bar{v}_{\text{пер}}$ м/с	v_3 м/с при $H_{\text{тд}} = 0$
-----------------------------	-------------------	----------------------------	-----------------------------------

Накопление примесей:

а) малоподвижные антициклоны и гребни со скоростью ветра у поверхности Земли ≤ 4 м/с	≤ 700	≤ 6	≤ 4
б) размытое поле повышенного давления	}	Независимо от скорости ветра	
в) перенос воздушных частиц у поверхности Земли и на поверхности 925 гПа из юго-восточной части ЕТС			
г) ложбина с теплым фронтом, юго-восточный ветер при наличии слоя перемешивания ниже 700 м			
д) воздух умеренных широт, длительное время сохраняющийся над районом прогноза			

Рассеяние примесей

а) углубляющиеся циклоны, ложбины и волновые возмущения при отсутствии юго-восточного переноса;	> 700	≥ 7	≥ 5
б) быстродвижущиеся антициклоны и гребни			
в) периферии малоподвижных антициклонов и гребней, скорость ветра 5 м/с и более (но не при ветрах юго-восточной четверти)			
г) свежая воздушная масса			
д) осадки 2—3 мм и более за 12 ч			

холодного периода года, то скорость ветра у поверхности Земли, как правило, не превышает 4 м/с. Накопление вредных примесей связано либо с застоем воздуха, либо с переносом его из промышленных районов.

При прогнозе МУЗ данным способом на любой срок ожидаемый тип метеорологических (синоптических) условий и предполагаемые параметры прогнозируемого слоя перемешивания сравниваются с критическими значениями, указанными в табл. 16.6.2. Если согласно этой таблице три (или два) параметра указывают на возможность накопления (рассеяния) примесей, то эти условия и прогнозируются.

При оценке таких прогнозов считается, что прогноз оправдался, если по диагностическому материалу также три (два) параметра указывают, что наблюдаются метеорологические условия накопления (рассеяния) примесей.

Указанный способ прогноза МУЗ является наиболее простой формой оценки подготовленности состояния нижнего слоя атмо-

сферы к процессу загрязнения. Если прогнозист располагает данными, характеризующими фоновое загрязнение города, то он еще успешнее может предсказывать метеоусловия высокого загрязнения воздуха.

16.6.5. Схема прогноза по комплексным показателям метеорологических условий загрязнения атмосферы

Комплексный показатель метеорологических условий загрязнения ($K_{\text{муз}}$) характеризует возможность появления высокой загрязненности. $K_{\text{муз}}$ вычисляется по значениям ряда метеорологических предикторов, число которых может быть различным.

В наиболее простом случае излагаемой ниже схемы прогноза с тремя предикторами этот показатель можно представить в виде суммы:

$$K_{\text{муз}, i} = K_{\text{ц}} + K_H + K_{\bar{v}}, \quad (16.6.3)$$

где $K_{\text{ц}}$ — тип синоптической ситуации, K_H — параметр, зависящий от толщины слоя перемешивания ($H_{\text{тд}}$), $K_{\bar{v}}$ — параметр, зависящий от средней скорости ветра в этом слое ($\bar{v}_{\text{пер}}$). Если слой перемешивания практически отсутствует, то вместо $\bar{v}_{\text{пер}}$ рассматривается скорость ветра у поверхности Земли (v_3). Параметры $K_{\text{ц}}$, K_H и $K_{\bar{v}}$ задаются условно целыми числами от 3 до 10.

Условно численные значения параметров K_H и $K_{\bar{v}}$ в зависимости от соответствующих предикторов $H_{\text{тд}}$ и $\bar{v}_{\text{пер}}$ приводятся в табл. 16.6.3. Из данных этой таблицы видно, что чем больше $H_{\text{тд}}$ и $\bar{v}_{\text{пер}}$, т. е. чем сильнее выражен фактор турбулентного

Таблица 16.6.3

Значение предикторов $H_{\text{тд}}$ и $\bar{v}_{\text{пер}}$ и условные численные характеристики параметров K_H и $K_{\bar{v}}$

$H_{\text{тд}}$		$\bar{v}_{\text{пер}}$ м/с	$K_H, K_{\bar{v}}$
м	гПа*		
≤ 300	≤ 30	0—3	3
400	40	4	4
500	50	5	5
600	60	6	6
700	70	7	7
800	80	8	8
900	90	9	9
≥ 1000	≥ 100	≥ 10	10

* Значения толщины слоя перемешивания $H_{\text{тд}}$ гПа определяются по разности давления на его границах, не приведенного к уровню моря.

перемешивания, вызывающий рассеивание вредных примесей, тем больше численные значения параметров K_H и $K_{\bar{v}}$. Меньшие значения этих параметров характеризуют условия, способствующие накоплению вредных примесей и загрязнению атмосферы.

Условные численные значения параметра K_{\square} определяются в зависимости от синоптической ситуации согласно табл. 16.6.1: чем более синоптическое положение способствует накоплению вредных примесей и загрязнению атмосферы, тем меньше параметр K_{\square} .

При составлении прогноза МУЗ в рассматриваемой схеме используется тот же аэросиноптический материал, что и в указанном выше альтернативном способе прогноза. По этому материалу определяются предикторы $H_{\text{тд}}$, $\bar{v}_{\text{пер}}$ и тип ожидаемой синоптической ситуации. Затем в соответствии с данными табл. 16.6.3 и 16.6.1 задаются численные значения параметров K_{\square} , K_H и $K_{\bar{v}}$ и эти значения подставляются в формулу (16.6.3). Таким образом вычисляется комплексный показатель $K_{\text{МУЗ}, I}$. Подробнее о подготовке материалов и расчете предикторов $H_{\text{тд}}$ и $\bar{v}_{\text{пер}}$ говорится в п. 16.6.6.

Следует иметь в виду, что загрязнение атмосферы происходит не сразу после того, как сложились неблагоприятные метеорологические условия; вначале примеси накапливаются только в нижних слоях воздуха. Уровень же загрязненности (например, в Москве) становится критическим не ранее, чем через 36 ч. Поэтому в схеме прогноза по комплексному показателю $K_{\text{МУЗ}}$ учитывается и продолжительность сохранения неблагоприятных условий.

Формула (16.6.3) дает возможность рассчитать комплексный показатель ($K_{\text{МУЗ}, I}$), не учитывающий весового вклада каждого метеорологического предиктора. Исследования показали, что весовой вклад этих предикторов неодинаков, а наибольший вклад имеет предиктор, характеризующий тип синоптической ситуации. Поэтому в качестве характеристики степени подготовленности атмосферы к загрязнению используется и другой комплексный показатель $K_{\text{МУЗ}, II}$, который, в отличие от $K_{\text{МУЗ}, I}$, учитывает неодинаковые веса предикторов. Этот показатель рассчитывается по следующим регрессионным формулам:

в теплый период (с апреля по сентябрь)
ночью

$$K_{\text{МУЗ}, II} = 33,26 - 1,70K_{\square} - 0,28K_H - 0,35K_{\bar{v}}, \quad (16.6.4)$$

днем

$$K_{\text{МУЗ}, II} = 32,49 - 1,80K_{\square} - 0,33K_H - 0,39K_{\bar{v}}, \quad (16.6.5)$$

в холодный период (с октября по март)
ночью

$$K_{\text{МУЗ}, II} = 35,58 - 1,54K_{\square} - 0,02K_H - 1,32K_{\bar{v}}, \quad (16.6.6)$$

днем

$$K_{\text{МУЗ}, \text{II}} = 32,72 - 1,77K_{\text{ц}} - 0,10K_{\text{H}} - 0,36K_{\bar{v}}, \quad (16.6.7)$$

При уточнении прогноза МУЗ на день текущих суток полезно учитывать не только ожидаемые на срок прогноза синоптическую ситуацию ($K_{\text{ц}}$) и характеристики K_{H} и $K_{\bar{v}}$, но и диагностическое значение параметра $K_{\text{ц}}$, определяемое по исходным данным за ночь текущих суток. В этом случае вместо формул (16.6.5) и (16.6.6) используются формулы:

в теплый период

$$K_{\text{МУЗ}, \text{II}} = (32,49 - 1,80K_{\text{ц}} - 0,33K_{\text{H}} - 0,39K_{\bar{v}})_{\text{пр}} + 1,70(K_{\text{ц}})_{\text{д}}, \quad (16.6.8)$$

в холодный период

$$K_{\text{МУЗ}, \text{II}} = (33,72 - 1,77K_{\text{ц}} - 0,10K_{\text{H}} - 0,36K_{\bar{v}})_{\text{пр}} + 1,50(K_{\text{ц}})_{\text{д}}, \quad (16.6.9)$$

где индексы «пр» и «д» означают прогностическое и диагностическое значение соответствующей величины.

Следует подчеркнуть, что значения $K_{\text{МУЗ}, \text{II}}$, рассчитанные по формулам (16.6.4)—(16.6.9), в отличие от значений $K_{\text{МУЗ}, \text{I}}$, полученных по формуле (16.6.3), находятся в прямой связи с вероятностью загрязнения атмосферы. Чем больше $K_{\text{МУЗ}, \text{II}}$, рассчитанные по формулам (16.6.4)—(16.6.9), тем больше вероятность загрязнения; для района Москвы, например, при $K_{\text{МУЗ}, \text{II}} \geq 30$ создаются условия для высокого загрязнения.

При составлении прогноза следует учитывать дисперсию ошибки расчета величины $K_{\text{МУЗ}, \text{II}}$. Средняя квадратическая ошибка ее расчета по формулам (16.6.4)—(16.6.9) близка к 10. Поэтому, например, если расчет дает значение $K_{\text{МУЗ}, \text{II}} = 20$, то существует реальная возможность того, что действительное значение $K_{\text{МУЗ}, \text{II}}$ близко к 30, т. е. возможны условия для высокого загрязнения атмосферы.

Рекомендации к формулировке прогнозов МУЗ, составленных по комплексному показателю, и их оценке приводятся в табл. 16.6.4—16.6.6.

Вспомогательная табл. 16.6.5 помогает быстрее ориентироваться, при каких значениях комплексного показателя $K_{\text{МУЗ}, \text{I}}$, рассчитанного по формуле (16.6.3), на срок прогноза и в предшествующие ему 12 и 24 ч, метеоусловия высокого загрязнения ожидать не следует.

Оправдываемость прогнозов (см. табл. 16.6.6) может быть 100 %, если наблюдались те условия, которые прогнозировались, 50 %, если наблюдалась соседняя градация. Нулевую оправдываемость имеют прогнозы, если МУЗ прогнозировались, но не наблюдались и, наоборот, если они не прогнозировались, но наблюдались.

Таблица 16.6.4

Терминология прогнозов МУЗ по комплексным показателям $K_{МУЗ, I}$ (без учета весовых вкладов предикторов) и $K_{МУЗ, II}$ (с учетом весовых вкладов предикторов) при использовании трех предикторов

Формулировка прогноза	Значения $K_{МУЗ}$
Ожидаются метеоусловия высокого загрязнения (МУВЗ)	на срок прогноза и в предшествующие 12 и 24 ч: $K_{МУЗ, I} = 9 \div 13$ при прогнозе на ночь, $K_{МУЗ, I} = 9 \div 16$ при прогнозе на день, $K_{МУЗ, II} \geq 30$
Ожидаются кратковременные метеоусловия высокого загрязнения (МУВЗ _{кр})	на срок прогноза и в предшествующие 12 ч: $K_{МУЗ, I} = 9 \div 13$ при прогнозе на ночь $K_{МУЗ, I} = 9 \div 16$ при прогнозе на день $K_{МУЗ, II} \geq 30$
Метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются (МУВЗ н/о)	на срок прогноза и в предшествующие 12 и 24 ч: значения $K_{МУЗ, I}$ — см. табл. 16.6.6 $K_{МУЗ, II} < 30$

Таблица 16.6.5

Сочетания значений $K_{МУЗ, I}$, при которых метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются

На срок прогноза	В предшествующие прогнозу 12 ч	В предшествующие прогнозу 24 ч
------------------	--------------------------------	--------------------------------

Прогнозы на ночь

14—30	17—30	14—30
14—30	9—16	9—13
14—30	17—30	9—13
14—30	9—16	14—30
9—13	17—30	9—13
9—13	17—30	14—30

Прогнозы на день

17—30	14—30	17—30
17—30	9—13	9—16
17—30	14—30	9—16
17—30	9—13	17—30
9—16	14—30	9—16
9—16	14—30	17—30

Оценка оправдываемости прогнозов МУЗ

Формулировка прогноза	Оправдываемость (%) прогнозов МУЗ		
	100	50	0
Ожидаются метеоусловия высокого загрязнения Ожидаются кратковременные метеоусловия высокого загрязнения Метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются	Наблюдалось		
	МУВЗ	МУВЗ _{кр}	МУВЗ н/н
	МУВЗ _{кр}	МУВЗ _{кр} н/н	—
	МУВЗ н/н	МУВЗ МУВЗ _{кр}	МУВЗ

Если в схеме прогноза не учитывается продолжительность сохранения метеоусловий, то прогнозы могут даваться в двух формулировках: МУВЗ и МУВЗ н/о. В этом случае оценка их может быть альтернативной.

16.6.6. Последовательность определения и расчета метеорологических предикторов, используемых в схемах краткосрочного прогноза МУЗ

Как уже указывалось, исходными данными для расчета МУЗ служит аэросиноптический материал, используемый синоптиками для составления прогноза погоды на ночь и день следующих суток. Для Европейской территории СССР это фактические карты погоды и барической топографии 925 и 850 гПа за 3 ч, кривая стратификации температуры за тот же срок, а также прогностические кривые стратификации температуры и карты тех же поверхностей на 24 и 36 ч.

При отсутствии прогностической карты AT_{925} ее можно рассчитать на основании связи суточных изменений давления у поверхности Земли с изменениями геопотенциала на поверхности 925 гПа, представленной на рис. 16.6.3. По ожидаемому изменению приземного давления (ΔP_3) определяется изменение геопотенциала поверхности 925 гПа (ΔH_{925}) и полученная величина ΔH_{925} суммируется, с учетом знака, со значением H_{925} в исходный срок. Рассчитанная таким образом прогностическая карта используется для определения начальных точек траекторий при прогнозе температуры и дефицита точки росы на этом уровне, а также для прогноза ветра.

При расчете параметров пограничного слоя, применяемых в схемах прогноза МУЗ, используется прогностическая кривая стратификации температуры, построенная для составления краткосрочного прогноза погоды по пункту. Однако по таким кривым стратификации недостаточно точно прогнозируется состояние атмосферы в нижнем километровом слое. Поэтому требуется

их уточнение с использованием карты AT_{925} — путем прогноза температуры и ветра на поверхности 925 гПа. При прогнозе температуры учитываются горизонтальный перенос температуры $(\Delta T)_a$, непериодические трансформационные изменения $(\Delta T)_{тр}$, а при прогнозе на дневные часы и ее суточный ход. При резком изменении скорости ветра с высотой в слое поверхность Земли — 925 гПа определяется, насколько охладится воздух в связи с возникшей при этом динамической турбулентностью. Учитывается также вклад упорядоченных вертикальных движений.

Для прогноза T_{925} на текущий день (заблаговременность 12 часов) по исходной карте AT_{925} за утренний срок общеприня-

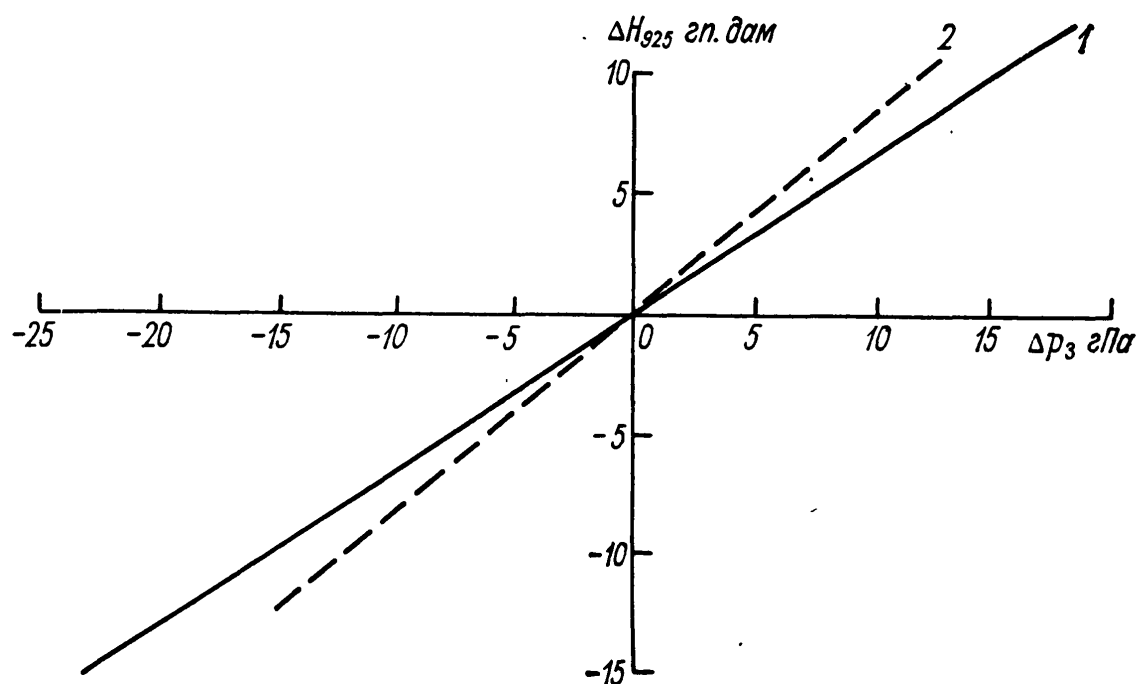


Рис. 16.6.3. Связь между изменениями давления у поверхности Земли Δp_3 и изменениями геопотенциала поверхности 925 гПа (ΔH_{925}).

1 — холодный период, 2 — теплый период.

тым способом строится полусуточная траектория воздушной частицы. Температура воздуха в этот срок в начальной точке и является ее адвективным значением на середину текущего дня. Непериодическая трансформация при этом не учитывается.

Суточный ход температуры на поверхности 925 гПа может оказаться существенным. Его учет производится автоматически путем построения дополнительного 12-часового отрезка траектории по карте AT_{925} за 15 ч предыдущих суток. По этой карте снимается значение T в новой начальной точке траектории (теперь уже суточной), и эта температура принимается за прогностическое значение T на текущий день.

Для прогноза адвективных изменений температуры за сутки используется не только карта AT_{925} за исходный утренний срок, но и прогностическая карта этой поверхности, построенная на 24 ч вперед. Обычным способом строятся два 12-часовых отрезка траекторий (вначале по прогностической, а затем по исходной

картам AT_{925}) и определяется начальная точка траектории, в которой снимается адвективная температура T_a .

При прогнозе T на изобарической поверхности 925 гПа с суточной заблаговременностью важное значение приобретает учет непериодических трансформационных изменений температуры по пути движения воздушной массы. Для этого используются эмпирические графики, построенные применительно к умеренным широтам ЕТС (рис. 16.6.4—16.6.6). Эти графики для весны и лета построены с учетом облачности, а для зимы и осени с учетом облачности и направления переноса.

В зависимости от адвективного изменения температуры $(\Delta T)_a$ по графикам на оси абсцисс находим, насколько охладится (при адвекции тепла более 2°C) или нагреется (при адвекции холода более 2°C) воздух, движущийся в пункт прогноза. Полученная поправка прибавляется (с учетом знака) к T_a и та-

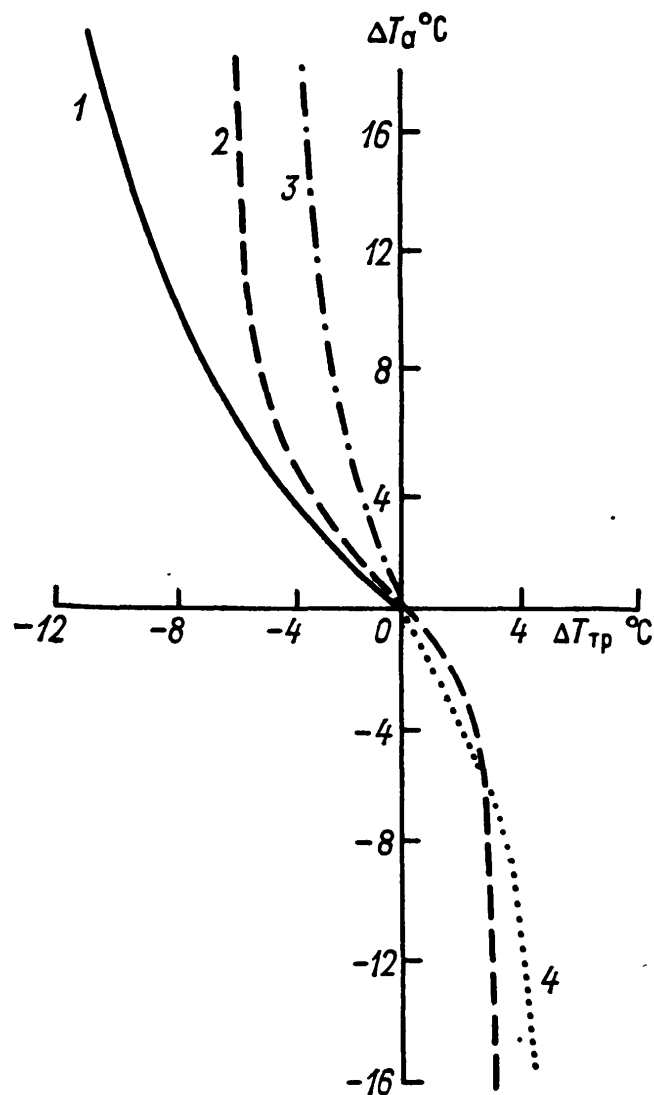


Рис. 16.6.4. Графики для определения суточных трансформационных изменений температуры воздуха на поверхности 925 гПа. Зима.

1 — облачно; потоки с юго-востока, юга, юго-запада; 2 — потоки с северо-запада, севера, северо-востока, востока; 3 — малооблачно; потоки с юго-востока, юга, юго-запада; 4 — независимо от облачности; потоки с юго-востока, юга, юго-запада.

ким образом определяется прогностическое значение температуры в конечной точке траектории с учетом горизонтального переноса и трансформационных изменений температуры.

В оперативной практике бывают случаи, когда на уровне 925 гПа ожидается скорость ветра намного больше, чем у поверхности Земли, что способствует развитию турбулентности. Турбулентное же перемешивание, в свою очередь, обычно приводит к понижению T на верхней границе слоя разрыва. Следовательно, необходим прогноз ветра на поверхности 925 гПа.

В большинстве случаев такой прогноз дается на основе рекомендаций, изложенных в гл. 10 настоящего Руководства. Однако прогноз скорости ветра на поверхности 925 гПа только по градиенту геопотенциала может оказаться недостаточным. Это относится к случаям наличия мезоструи в пограничном слое, даже

когда отсутствует струйное течение верхних уровней. Тогда особое внимание обращается на район, прилегающий к начальной точке траектории, откуда перемещается воздушная масса. Если вблизи нее наблюдается очень сильный ветер (мезоструя), то область такого ветра или передний край ее при прогнозе следует «перемещать» со скоростью, составляющей 0,5 скорости геострофического

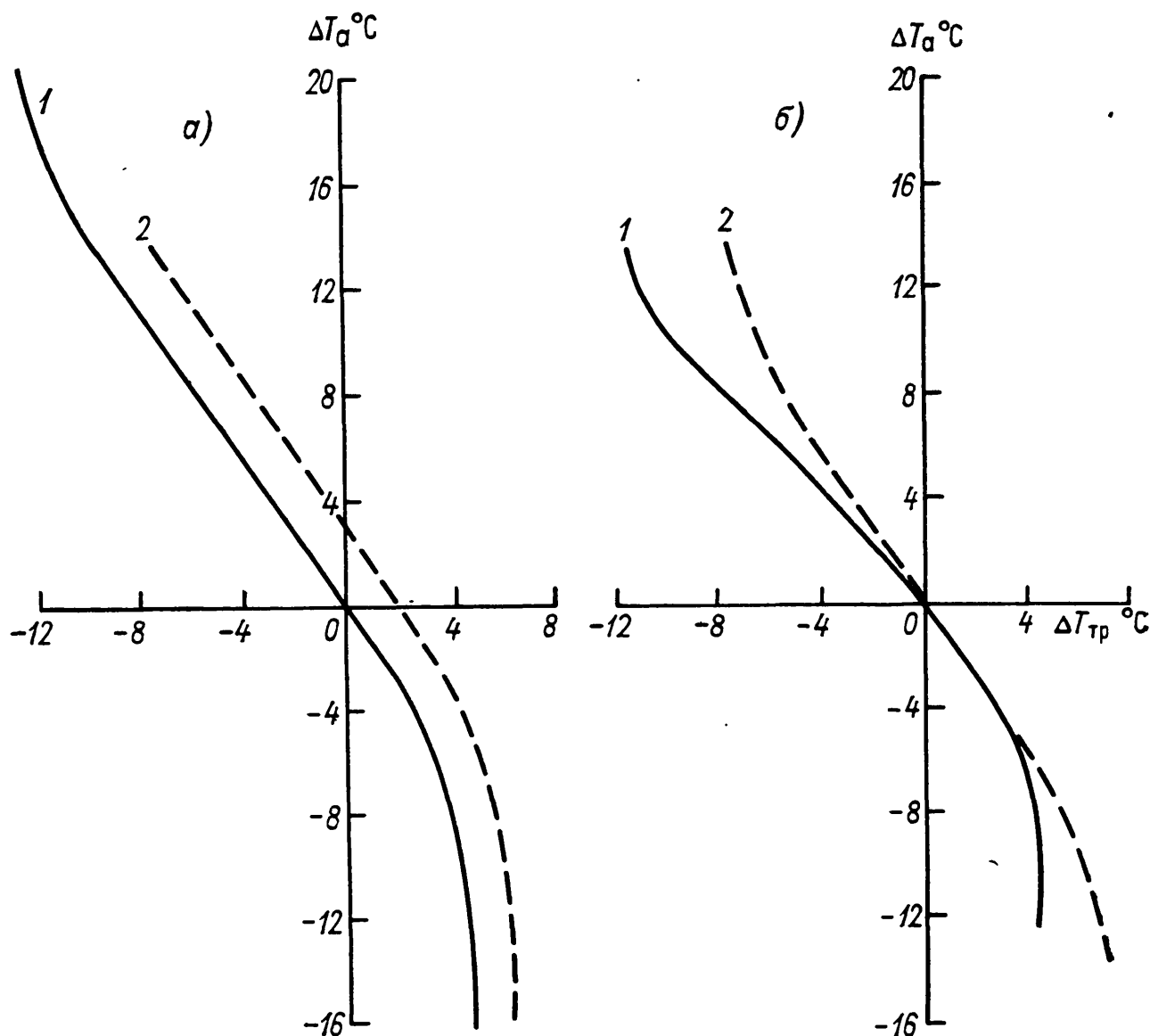


Рис. 16.6.5. Графики для определения суточных трансформационных изменений температуры воздуха на поверхности 925 гПа весной (а) и летом (б).

1 — облачно, 2 — малооблачно.

ветра. Таким образом рассчитываем возможное время начала усиления ветра в пункте прогноза, если ожидается, что он будет находиться в области сильного ветра.

Прогностическое значение скорости ветра у поверхности Земли берется из прогнозов погоды общего пользования.

На основании прогнозов скорости ветра у поверхности Земли и на поверхностях 925 и 850 гПа определяется, в каком слое (толщиной Δh) можно ожидать «разрыв» скорости ветра ($\Delta \bar{v}$), и рассчитать, насколько понизится температура воздуха на верхней границе слоя разрыва в связи с динамической турбулентностью. Для этого определяется вертикальный градиент скорости ветра

$\left(\frac{\Delta \bar{v}}{\Delta h}\right)$ в м/с на 100 м) в этом слое. По номограмме, представленной на рис. 16.6.7, находится термический эквивалент вертикального градиента скорости ветра (γ_d). Наклонные линии на номограмме представляют линии равных значений $\Delta \bar{v}/\Delta h$, а по оси ординат отложена температура (T) на верхней границе слоя разрыва. Понижение температуры определяется как $\Delta T = -(\gamma_d \Delta h)$. Значение ΔT используется для уточнения прогностической кривой стратификации, т. е. на ней отображается участок «термодинамической кривой».

Чем больше $\Delta \bar{v}$, тем больше может охладиться воздух за счет динамической турбулентности. Такое охлаждение часто

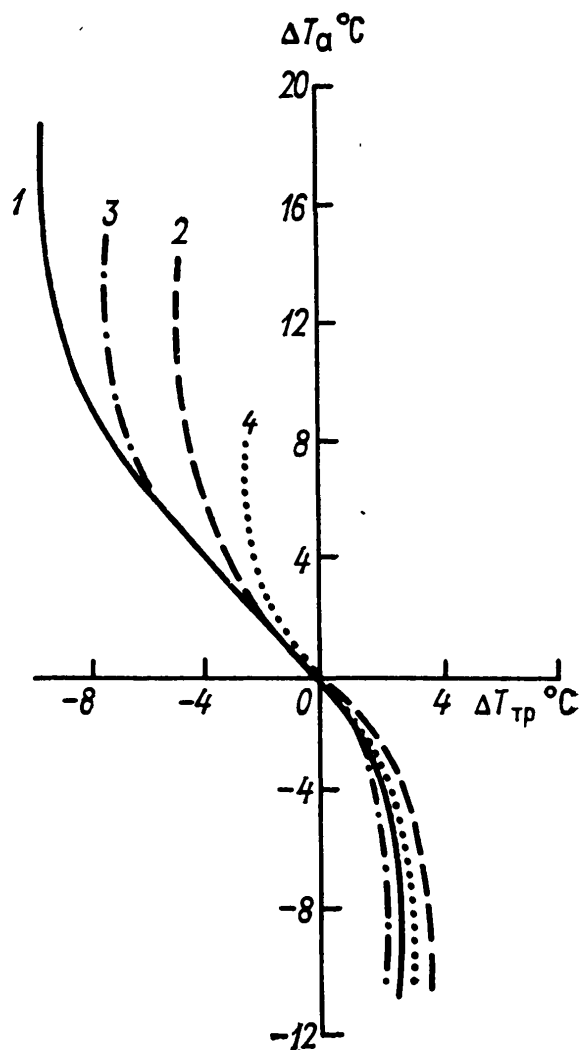


Рис. 16.6.6. Графики для определения суточных трансформационных изменений температуры воздуха на поверхности 925 гПа. Осень.

1 — облачно; потоки с юго-востока, юга, юго-запада, 2 — облачно; потоки с запада, северо-запада, севера, северо-востока, востока; 3 — малооблачно; потоки с юго-востока, юга, юго-запада; 4 — малооблачно; потоки с запада, северо-запада, севера, северо-востока, востока.

приводит к появлению приподнятых инверсий, которые становятся наиболее опасными, если располагаются над источниками выбросов вредных примесей.

Поправку к прогнозируемой температуре на упорядоченные вертикальные движения воздуха целесообразно вводить только

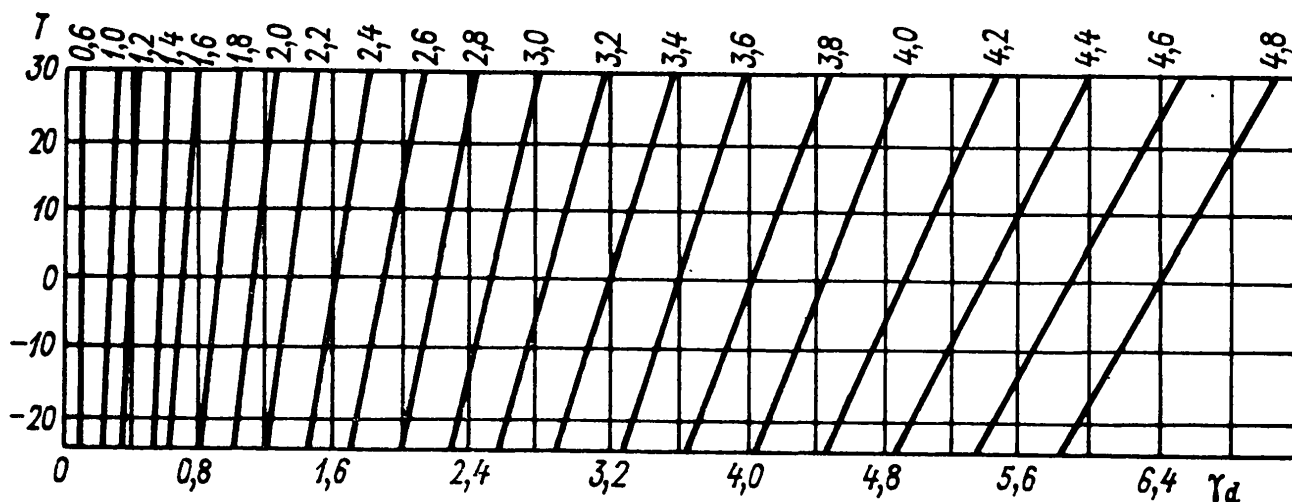


Рис. 16.6.7. Номограмма для определения термического эквивалента вертикального градиента скорости ветра (γ_d).

в тех случаях, когда на изобарической поверхности 850 гПа скорость этого движения $|\tau| > 60$ гПа/12 ч, а поскольку $\tau_{925} \approx 0,5\tau_{850}$, то когда $|\tau|_{925} > 30$ гПа/12 ч¹. Прогноз T на ночь следующих суток в итоге складывается из T_a и всех перечисленных поправок. Учет удобнее производить графически на бланке аэрологической диаграммы.

Порядок составления прогноза T_{925} на день следующих суток (заблаговременность 36 ч) остается тот же, что и при составлении прогноза на 24 ч. Дополнительно для построения траектории здесь требуется прогностическая карта AT_{925} на 36 ч, по которой откладывается первый 12-часовой отрезок траектории от пункта прогноза. Два следующих отрезка строятся по прогностической карте AT_{925} на 24 ч и исходной карте за утренний срок текущего дня и определяется начальная точка траектории. Суточный ход температуры, как и при составлении прогноза на текущий день, учитывается автоматически путем построения дополнительно 12-часового отрезка траектории по карте AT_{925} за 15 ч предыдущих суток (в итоге получается двухсуточная траектория) и температура в 15 ч предыдущих суток в начальной точке этой траектории берется вместо T_a .

Поправка на непериодические трансформационные изменения вводится по графикам, представленным на рис. 16.6.4—16.6.6, но $(\Delta T)_a$ вычисляется с учетом прогностического значения T на изобарической поверхности 925 гПа на день текущих суток.

Оправдываемость прогнозов T_{925} заблаговременностью 24 ч составляет 70 % при допустимой ошибке $\pm 2^\circ\text{C}$ и 83 % при ошибке $\pm 3^\circ\text{C}$; при заблаговременности 36 ч оправдываемость составляет соответственно 65 и 75 %.

При подготовке материалов к прогнозу метеорологических условий загрязнения анализ фактической и прогностической кривых стратификаций удобнее производить на специальном бланке аэрологической диаграммы, изготовленном в увеличенном масштабе для нижнего 1,5- или 3-километрового слоя атмосферы. Бланк такой диаграммы, (см. приложение 12), положенный на твердую основу и закрытый сверху листом прозрачной пленки, превращается в удобный планшет многоразового пользования.

Глава 17

Тропические циклоны

Во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК) и прилегающих к ней районах довольно часто возникают тропические возмущения — области слабой циклонической циркуляции с интенсивной

¹ Случаи с $|\tau|_{925} \leq 30$ гПа/12 ч были использованы при построении графиков для определения трансформационных изменений T на изобарической поверхности 925 гПа; следовательно, такие вертикальные движения автоматически учитываются этими графиками.

конвекцией, существующие не менее суток и движущиеся в западном направлении. В редких случаях тропические возмущения развиваются в мощные тропические циклоны (ТЦ). Тропические циклоны, скорость ветра в которых превышает 33 м/с, называются ураганами (в Атлантике и на востоке Тихого океана) или тайфунами (в западных районах Тихого океана). Максимальная скорость ветра (v_m) в наиболее мощных ТЦ достигает 90—100 м/с. Человеческие жертвы и огромный материальный ущерб связаны не только с непосредственным воздействием ветра, но и с наводнениями, вызванными либо приливной волной урагана, либо ливневыми осадками и речными паводками.

17.1. Жизненный цикл тропических циклонов

Процесс эволюции тропического циклона разделяется на четыре стадии.

Стадия формирования — тропическая депрессия ($v_m < 17$ м/с). Имеется явная приземная циркуляция с одной или несколькими замкнутыми изобарами; давление на уровне моря может упасть до 1000 гПа. Лишь около 10 % тропических депрессий получают дальнейшее развитие.

Стадия молодого циклона — тропический шторм ($17 \text{ м/с} \leq v_m \leq 33 \text{ м/с}$) может продолжаться несколько суток, но может носить и «взрывной» характер, когда за 12 ч возникает хорошо выраженный ТЦ с глазом бури. Разрозненные очаги облаков и осадков образуют систему узких полос дождя, сходящихся у центра, но охватывающих еще небольшую область. ТЦ прослеживается до изобарической поверхности 500 гПа, иногда 300 гПа.

Стадия зрелого циклона — ураган (тайфун) ($v_m > 33$ м/с); давление в центре ТЦ достигает минимального значения и затем увеличивается. Система циркуляции в этой стадии, которая может существовать неделю, расширяется по площади. Радиус циклона достигает максимальных размеров, характерных для соответствующих районов; ТЦ прослеживается вплоть до тропопаузы (~ 100 гПа).

Стадия затухания или трансформации в полярно-фронтальной циклон. При выходе на сушу, в зону низких температур поверхности воды и больших вертикальных сдвигов ветра ТЦ заполняются (например, ТЦ восточной части Тихого океана затухают в тропической зоне над океаном). Это связано с уменьшением притока энергии (тепла и влаги) с поверхности, а при выходе на сушу еще и с увеличением трения о подстилающую поверхность. Другие ТЦ, удаляясь от экватора и достигая широты 20—30°, поворачивают в сторону умеренных широт, где попадают в зону западных ветров и движутся по параболическим траекториям к востоку. По мере продвижения к северо-востоку ТЦ либо регенерируют на фронте умеренных широт и, постепенно утрачивая свои специфические свойства, превращаются в циклоны умеренных широт, либо запол-

няются, лишившись притоков энергии. Трансформация ТЦ сопровождается появлением наклона его пространственной оси, увеличением площади циклона и увеличением скорости перемещения. Отметим, что хотя скорость ветра и осадки при трансформации ТЦ ослабевают, они остаются, как правило, значительно более сильными, чем в циклоне внетропического происхождения.

17.2. Климатологические характеристики тропических циклонов

Тропические циклоны ураганной силы наблюдаются в низких широтах всех океанов, за исключением Южной Атлантики и восточного побережья южной части Тихого океана, где слабо развита ВЗК, довольно низкие температуры поверхности воды и (или) значительный вертикальный сдвиг ветра. В среднем за год на земном шаре отмечается около 80 ТЦ средней и ураганной силы. Они образуются в тропических зонах между 4 и 30° широты. Наиболее часто ТЦ возникают между широтами 10 и 15°.

В северном полушарии в Атлантическом океане ТЦ возникают: а) к востоку от Малых Антильских островов и на востоке Карибского моря с июля по октябрь; б) к северу от Больших Антильских островов с июня по октябрь; в) в западной части Карибского моря в июне и с конца сентября до начала ноября; г) в Мексиканском заливе с июня по ноябрь; д) у островов Зеленого мыса с июля по октябрь. В Индийском океане: а) в Аравийском море в мае—июне и октябре—ноябре; б) в Бенгальском заливе с июня по ноябрь. В Тихом океане: а) к востоку от Филиппинских островов и в южной части Южно-Китайского моря с мая по ноябрь; б) к западу от Калифорнии и Мексики с июня по октябрь.

В южном полушарии в Индийском океане ТЦ зарождаются к востоку от Мадагаскара и северо-западнее Австралии с ноября по апрель—май, а в Тихом океане — в районе островов Новые Гебриды и островов Самоа с декабря по апрель.

На рис. 17.2.1 приведены характерные траектории ТЦ и среднегодовое количество ТЦ по 5-градусным квадратам.

17.3. Структура тропических циклонов

В зрелой стадии ТЦ представляет собой вихрь, простирающийся по вертикали до верхней границы тропосферы (15—18 км). Горизонтальные размеры ТЦ, определяемые радиусом последней замкнутой изобары, зависят от географического района и сезона. Диаметр ураганов составляет в среднем 400 км, а тайфунов 600—800 км. Тесной связи горизонтальных размеров ТЦ с интенсивностью, определяемой максимальной скоростью ветра v_m , не отмечается. В нижнем слое атмосферы (толщиной 2—5 км) в ТЦ ветер отклоняется к центру и усиливается в направлении низкого

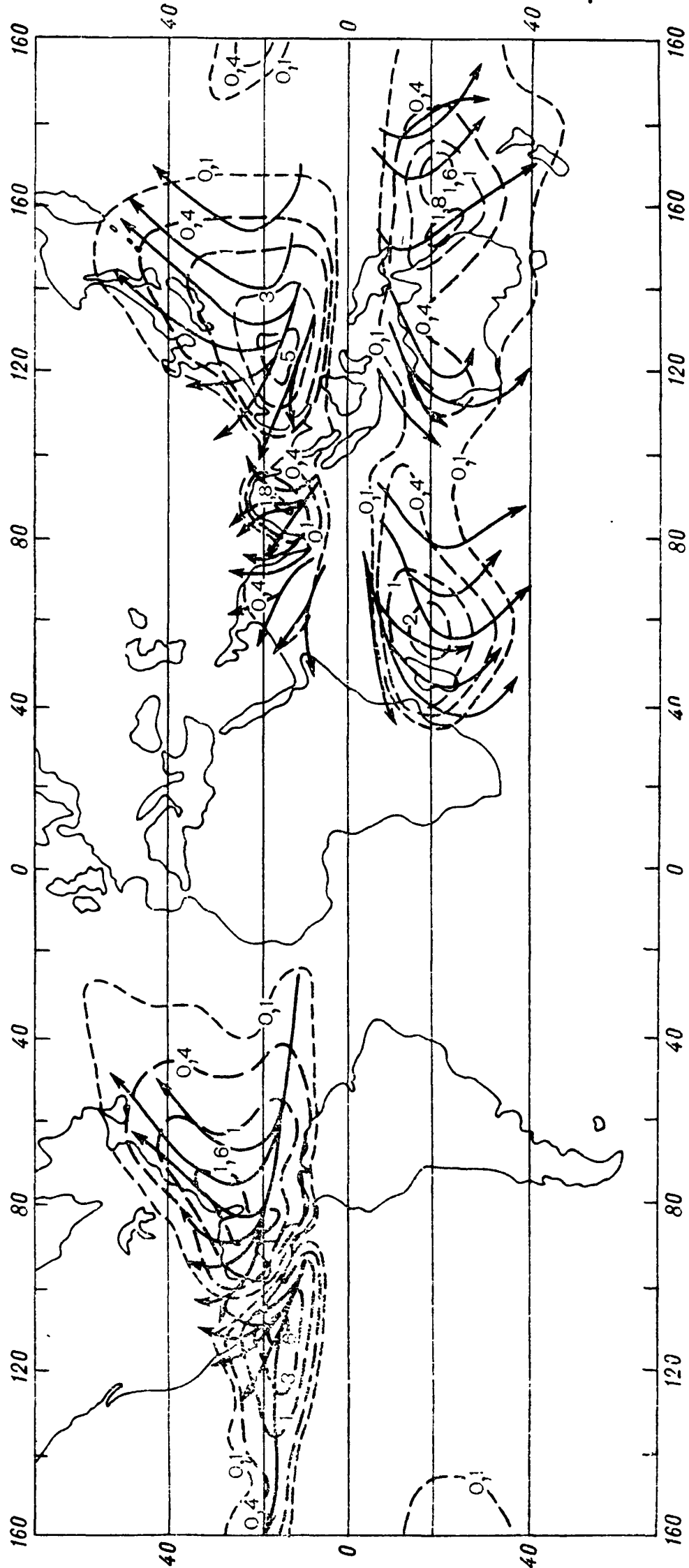


Рис. 17.2.1. Среднегодовое число тропических циклонов и их характерные траектории.

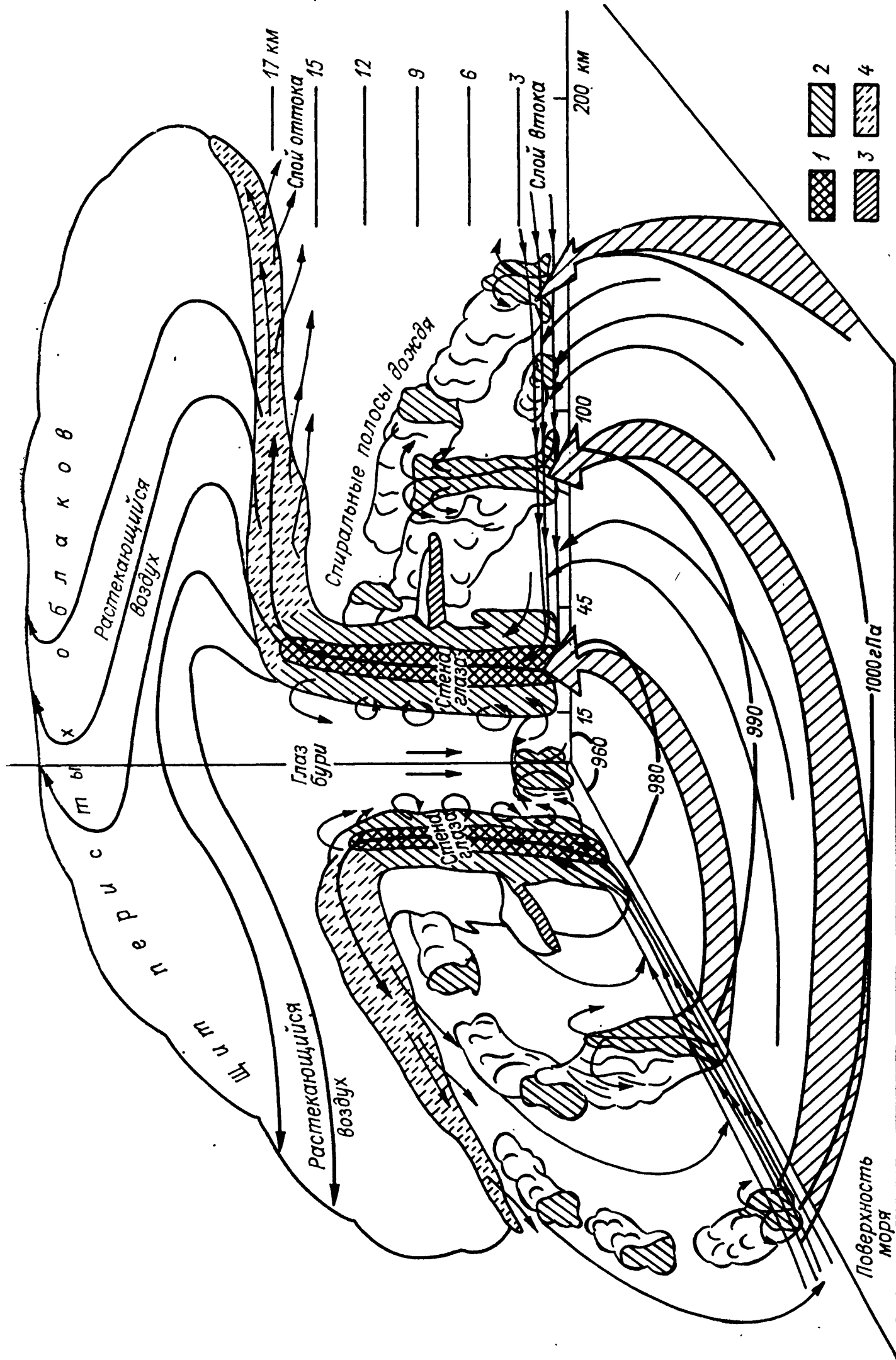


Рис. 17.3.1. Структура тропического циклона.

1 — «горячие башни», 2 — конвективные облака, 3 — высокослоистые облака, 4 — перистые облака.

давления, достигая максимальных значений в узкой кольцеобразной зоне, окружающей центр ТЦ и удаленной от него по радиусу на 20—100 км. В зоне максимальных ветров устанавливается приблизительное равновесие между силой барического градиента, направленного к центру ТЦ, и направленными в противоположную сторону центробежной и кориолисовой силами (так называемый градиентный баланс). Воздух, не имея возможности двигаться дальше к центру ТЦ, вытесняется вверх и поднимается в мощных кучево-дождевых облаках, иногда называемых «горячими башнями». Поднимающийся воздух переносит вверх количество движения, тепло и влагу. Перемещаясь вверх через теплое ядро в верхнюю тропосферу в зону меньших горизонтальных барических градиентов, воздух отклоняется от центра наружу, образуя слой оттока, в котором переносится завеса перистых облаков, часто называемая щитом перистых облаков. Отток воздуха концентрируется вблизи изобарической поверхности 150 гПа. Если в нижних слоях ветер сравнительно симметричен относительно центра вихря, то в слое оттока циркуляция совершенно асимметрична. Отток происходит в одной или нескольких струях, которые с удалением от центра ТЦ сливаются с потоками синоптического масштаба. Вблизи поверхности 150 гПа на расстоянии 200—300 км от центра циклоническая циркуляция сменяется антициклонической. Внутри и вблизи зоны максимальных ветров облака образуют сплошную стену, называемую стеной «глаза» бури, окружающую небольшое пространство, известное под названием глаза бури ТЦ (5—50 км в диаметре), в котором ветры слабы и облачность минимальна. Глаз образуется в ТЦ; когда давление в центре на уровне моря (p_0) падает ниже 985 гПа. В ТЦ возникают также спиральные полосы кучево-дождевых облаков и дождя, движущиеся против часовой стрелки вокруг центра ТЦ. Схематическая структура ТЦ показана на рис. 17.3.1.

Давление. В центральных областях ураганов градиент давления может составлять 60 гПа на 100 км, а иногда до 20 гПа на 20 км. Обычно давление в центре развитых ТЦ 950—960 гПа. На рис. 17.3.2 показаны эмпирические зависимости приземного давления от расстояния (r) до центра ТЦ, построенные по формуле

$$p = p_0 + \Delta p \exp[-(r_m/r)]^n \quad \text{при } n = 1 \text{ и } n = 2.$$

Ветер. В движущемся ТЦ наибольшая скорость ветра наблюдается в правых (по отношению к направлению перемещения) квадрантах, где скорость самого ТЦ складывается со скоростью фонового потока. Максимальная скорость ветра v_m наблюдается на высоте около 1 км, скорость ветра на уровне флюгера ($z = 10$ м)

$$v_{\phi} \approx 0,7v_m \quad \text{или} \quad v_{\phi} \approx 0,8v_{500 \text{ м}}.$$

Выше 1—2 км скорость ветра с высотой убывает (в молодом ТЦ — быстрее, в зрелом — медленнее), причем до изобарической

поверхности 500 гПа значительно медленнее, чем выше нее. На изобарической поверхности 200 гПа скорость ветра почти в два раза меньше, чем на поверхности 500 гПа. По распределению скорости ветра ТЦ разделяются на два типа, в одном из которых скорость ветра быстро падает с удалением от центра, а в другом медленно. Зависимость $v(r)$ на нижних уровнях при $r > r_m$ часто описывается формулой

$$v(r) = v_m (r_m/r)^\kappa,$$

r_m — радиус зоны максимальных ветров, $0,4 \leq \kappa \leq 0,6$. Обычно используют $\kappa = 0,5$.

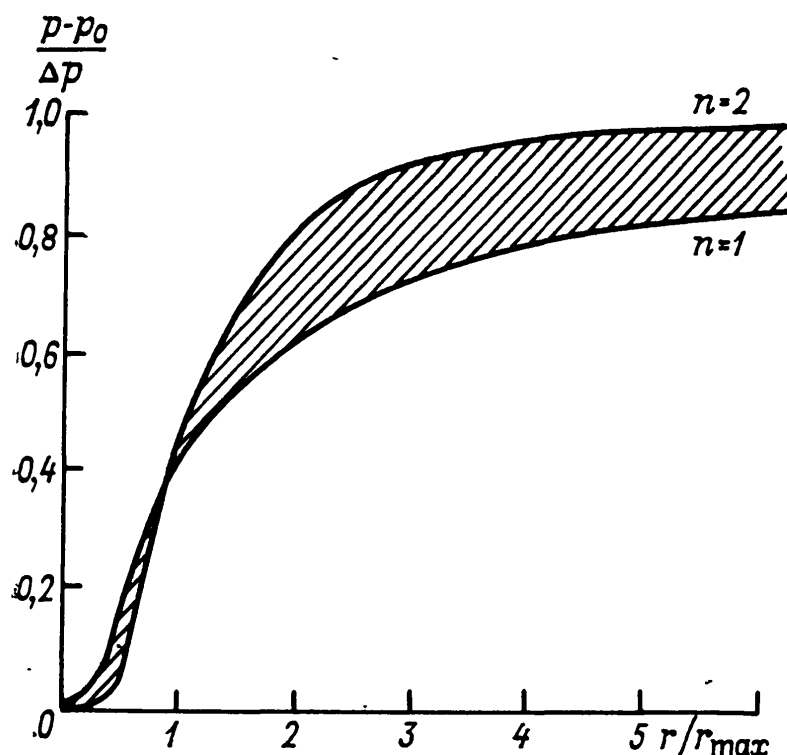


Рис. 17.3.2. Зависимости давления у поверхности Земли от расстояния до центра ТЦ.

p_0 — давление в центре ТЦ, Δp — перепад давления между периферией ТЦ и его центром, r_m — радиус кольца максимальных ветров. Большинство данных наблюдений лежит в заштрихованной области.

Эмпирическая связь максимальной скорости ветра (м/с) с перепадом приземного давления между периферией и центром ТЦ Δp гПа имеет вид

$$v_m = K (\Delta p)^\alpha.$$

По данным различных авторов α близко к 0,5, а $6 \leq K \leq 8$. Зависимости v_m от Δp для различных K приведены на рис. 17.3.3.

Температура, влажность, осадки. Одной из основных черт ТЦ является наличие в нем теплого ядра. Максимальные температурные аномалии отмечаются в глазе ТЦ в слое вблизи 250 гПа. Они могут почти на 7°C превосходить аномалии на $r = 80$ км (табл. 17.3.1) и достигать 15°C и более.

Области развитой конвекции в ТЦ отличаются значительно большей относительной влажностью по сравнению с соседними областями. В центральной кольцевой зоне ($r = 20 \div 100$ км) относительная влажность до изобарической поверхности 450 гПа превышает 90 %. Средние значения температуры и влажности на различных расстояниях от центра ТЦ приведены в табл. 17.3.1. Для

1. Область 17.0.1
Средние профили i °С q мм f %

р гПа	Индийский океан			Северо-запад Тихого океана				Глаз ТЦ			r = 80 км			r = 220 км		
	Индийский океан			облачные скопления		безоблачная зона		T	q	f	T	q	f	T	q	f
	T	q	f	T	f	T	f									
Земля	26,3	18,2	84	26,1	88	26,5	85	—	—	—	—	—	—	25,7	19,4	90
950	23,0	15,3	81	23,2	87	23,7	86	24,8	19,2	90	24,5	19,4	95	23,7	17,3	89
900	19,8	13,0	79	20,7	82	20,7	82	22,1	17,1	89	21,1	16,8	94	20,8	15,7	89
850	17,3	11,0	74	18,2	78	18,1	76	20,3	15,3	88	18,8	15,3	94	18,4	13,8	87
800	14,6	8,4	68	15,4	77	15,4	68	18,7	13,8	86	16,7	14,0	93	16,1	12,1	83
700	8,6	5,8	57	9,4	75	9,9	54	14,3	10,4	80	11,3	11,2	92	10,7	9,1	78
600	1,4	3,6	50	2,0	80	2,3	56	10,0	7,8	64	5,0	8,2	89	4,1	6,5	76
500	—6,9	2,1	45	—5,7	77	—5,8	47	2,7	4,7	50	—2,3	6,0	91	—3,2	4,3	70
400	—17,7			—15,8	72	—16,0	31	—7,2	2,8	50	—11,2	3,5	85	—12,8	2,2	60
300	—33,2			—30,9		—31,3		—21,0	1,2	50	—24,0	1,5	77	—27,0	0,8	53
250	—43,3			—41,3		—41,4		—31,3	0,6	50	—33,3			—36,4		
200	—55,2			—54,3		—53,5		—44,5			—46,0			—48,7		
150	—67,6			—69,1		—67,8		—59,8			—60,8			—63,6		
100	—73,5			—77,5		—78,9		—77,1			—77,1			—75,5		
80	—69,8			—72,9		—72,9								—73,6		
70	—													—67,7		
60	—63,9													—64,9		
50	—60,6													—60,9		

р гПа	r = 440 км			r = 660 км			r = 880 км			r = 1100 км			r = 1300 км		
	T			T			T			T			T		
	q			q			q			q			q		
			f _b												
Земля	26,1	18,8	85	25,7	17,9	83	25,7	17,7	82	25,5	17,4	82	25,2	17,1	82
950	23,7	16,1	84	23,1	15,3	80	23,2	15,0	78	22,6	14,6	78	22,2	14,1	79
900	20,9	14,5	83	20,2	13,5	80	20,1	13,1	78	19,8	12,8	77	19,4	12,6	78
850	18,4	12,5	79	17,8	11,4	75	17,6	11,1	74	17,3	10,9	73	16,8	10,7	74
800	16,0	10,7	74	15,5	9,5	68	15,3	9,3	67	14,9	9,0	67	14,4	8,9	68
700	10,6	7,6	66	10,2	6,3	57	10,0	6,1	55	9,6	5,9	54	9,2	5,8	55
600	3,7	5,3	64	3,3	4,3	54	3,1	4,0	51	2,7	3,9	50	2,2	3,9	51
500	—3,9	3,3	58	—4,7	2,7	50	—5,1	2,4	46	—5,4	2,3	45	—5,9	2,2	44
400	—14,0	1,7	50	—14,9	1,3	43	—15,4	1,2	40	—15,8	1,1	40	—16,2	1,1	40
300	—28,2	0,6	46	—29,3	0,5	39	—29,9	0,4	35	—30,4	0,4	35	—30,9	0,4	36
250	—38,0			—39,1			—39,6			—40,1			—40,5		
200	—50,2			—51,0			—51,5			—51,8			—52,0		
150	—64,6			—65,0			—65,1			—65,1			—65,1		
100	—76,4			—76,4			—76,2			—75,7			—75,3		
80	—73,4			—74,1			—73,6			—73,1			—72,5		
70	—68,7			—68,6			—68,7			—68,5			—68,3		
60	—65,2			—65,4			—65,3			—65,1			—64,8		
50	—61,1			—61,8			—61,2			—61,3			—61,1		

сравнения в ней приведены также средние распределения температуры и влажности в тропической атмосфере западной части Индийского океана в сезон ТЦ и аналогичные распределения для облачных скоплений и безоблачных областей в Тихом океане.

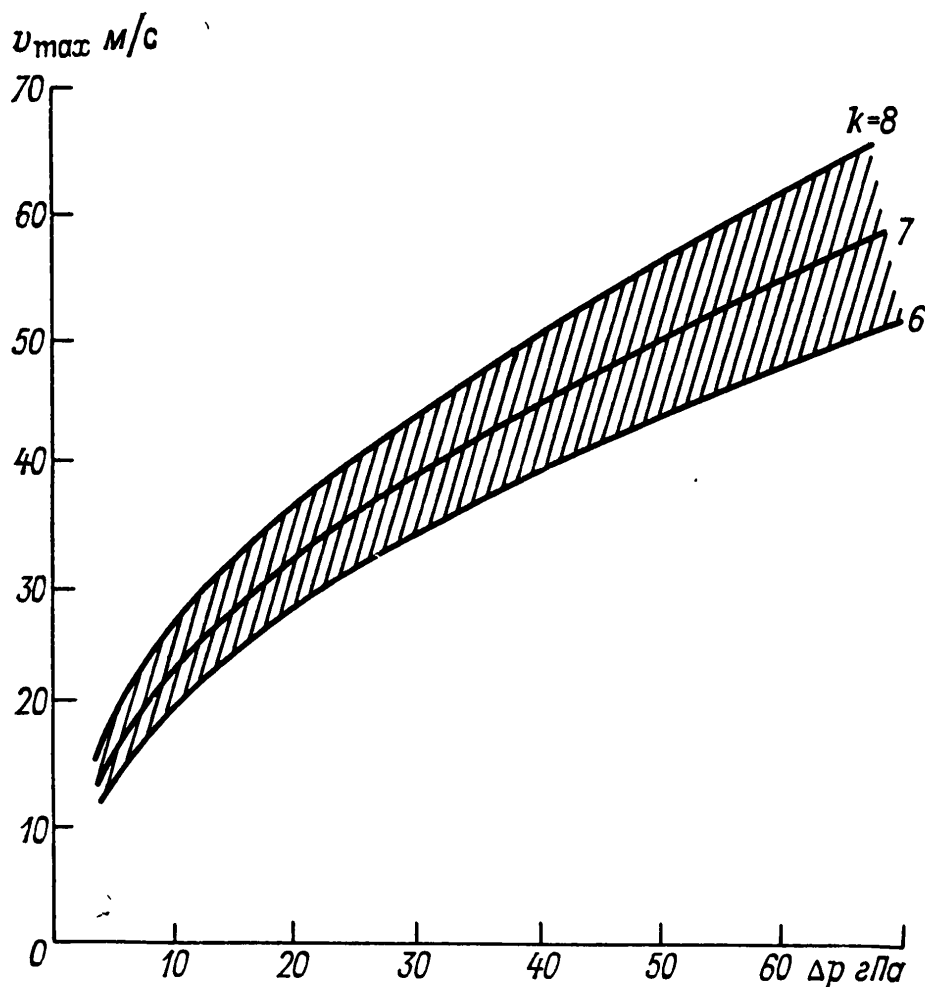


Рис. 17.3.3. Связь максимальной скорости ветра в ТЦ с перепадом давления Δp между периферией и центром ТЦ.

Интенсивность осадков в ТЦ может составить около 1000 мм/сут. В ТЦ на Дальнем Востоке СССР выпадает дождей до 200—280 мм/сут. Осадки распределяются неравномерно как по пространству, так и по времени. В среднем интенсивность осадков в развитом ТЦ в области радиусом до 200 км составляет 80—100 мм/сут, а в полосе радиусом 200—440 км — 30—40 мм/сут.

17.4. Энергетический цикл тропических циклонов

По существующим представлениям основным энергетическим источником ТЦ является выделение скрытого тепла при конденсации (а на верхних уровнях и при замерзании) в облаках. Теплое ядро ТЦ возникает не только в результате непосредственного выделения тепла при конденсации, но и вследствие вызванного им компенсационного оседания воздуха между облаками и в глазе ТЦ, приводящего к адиабатическому нагреванию. Формирование теплого, более легкого воздуха в ТЦ создает условия для падения

давления и его увеличения горизонтального перепада, определяющего скорость ветра в урагане. Таким образом, энергия фазовых превращений переходит сначала в полную потенциальную энергию (сумму внутренней и потенциальной), малая часть которой затем переходит в кинетическую энергию. В результате в кинетическую энергию переходит около 6 % энергии, выделившейся при фазовых превращениях. Количество выделившейся теплоты зависит от влажности воздуха, а следовательно, от температуры поверхности воды (T_w) на значительной территории, где происходит испарение влаги, конденсирующейся в центральной части ТЦ. Влияние T_w наиболее сильно сказывается на стадии зарождения ТЦ, когда скорости ветра малы и испарение определяется в основном температурой воды. Развитый ТЦ менее чувствителен к T_w . На зрелой стадии интенсивность ТЦ может ограничиться за счет механизмов обратной связи, связанной с охлаждением воды в зоне ТЦ в результате усиленного перемешивания и подъема холодных глубинных вод, обусловленных большим напряжением трения на поверхности. При малой скорости перемещения ТЦ охлаждение воды под центральной частью ТЦ может достичь 2—5 °С.

17.5. Образование тропических циклонов

Образование ТЦ тесно связано со структурой крупномасштабной циркуляции атмосферы не только в тропической зоне, но и в умеренных широтах. При повышенной повторяемости тайфунов и ураганов в северном полушарии субтропические антициклоны и ВЗК располагаются значительно севернее, а при небольшой их повторяемости — южнее своего нормального положения. В периоды высокой повторяемости тайфунов на северо-западе Тихого океана развитая ВЗК смещена на север к 18—20° с.ш. В этих районах на изобарической поверхности 200 гПа имеет место заметная антициклоническая циркуляция. Поверхность воды аномально теплая. Периоды высокой повторяемости ТЦ в Атлантике характеризуются хорошо развитыми и смещенными к северу ВЗК и субтропическим поясом высокого давления, глубоким исландским циклоном, сильной антициклонической циркуляцией на изобарической поверхности 200 гПа над районами возникновения ТЦ, сильным полярным вихрем с глубокой полярной ложбиной, вытянутой далеко на юг вдоль восточного побережья США и др.

Тропические депрессии, из которых развиваются ТЦ, могут возникать в области ВЗК, в муссонной ложбине, в области восточной волны, на холодных фронтах и т. д. Наибольшее количество ТЦ возникает на обращенной к полюсу стороне ВЗК.

Установлено, что ТЦ часто возникают в относительно короткие промежутки времени, разделенные интервалами без ТЦ. Появление ТЦ обычно совпадает с периодами развитой ВЗК. Они могут возникать вдоль ВЗК сериями по 2—4 почти одновременно (с точностью от 1 до 3 суток) с периодом между сериями около 2 не-

дель; ТЦ одной серии располагаются на расстоянии $17\text{--}20^\circ$ долготы друг от друга, что свидетельствует о волновом процессе вдоль ВЗК с длиной волны $1800\text{--}2000$ км. В других случаях ТЦ возникают последовательно в пределах одного и того же сравнительно небольшого района.

Возникновению ТЦ в области восточной волны способствуют высотные ложбины. Если тропосферная волна (полярная ложбина) накладывается на пассатную (восточную) волну, последняя углубляется, увеличивается толщина слоя с циклонической завихренностью, что способствует усилению восходящих упорядоченных вертикальных движений воздуха. Последние приводят к усилению конвекции и выделению теплоты конденсации. С холодными вторжениями связано образование около 35 % тайфунов в Южно-Китайском море в мае, июне, октябре и ноябре.

В Атлантике около 52 % ТЦ образуется на полярной стороне ВЗК и восточных волнах и 48 % ТЦ (главным образом, в начале и конце сезона ураганов) формируется под влиянием холодных фронтов. Последние часто зарождаются либо непосредственно на холодном фронте, находящемся недалеко от восточного побережья США, либо в области, через которую за несколько дней до этого проходил фронт, протягивающийся от центра Атлантики, либо когда фронт проходит через точку возникновения ТЦ и начинает ослабевать, но его следы сохраняются. Таким образом, ТЦ могут возникать под влиянием бароклинных процессов, как и циклоны умеренных широт.

В тропические циклоны развивается всего около 10 % тропических депрессий, возникающих под влиянием указанных крупномасштабных процессов. Для такого развития необходимо наличие как благоприятных крупномасштабных атмосферных процессов, так и благоприятных локальных условий. К их числу относится высокая температура поверхности воды¹ (не ниже $26,5^\circ\text{C}$), высокая влажность в нижней и средней тропосфере, отсутствие или малость вертикального сдвига ветра вблизи центра возмущения и наличие в его окрестности циклонической завихренности. Все эти условия благоприятствуют развитию конвекции вблизи центра возмущения и образованию теплого ядра. Согласно результатам математического моделирования особую роль в образовании ТЦ играет влагосодержание в нижней и средней тропосфере. Еще одним условием развития депрессии в ТЦ является нахождение ее в определенной полосе широт. Наиболее благоприятной является полоса широт от 10 до 15° . В приэкваториальном поясе 4° ю. ш.— 4° с. ш. ТЦ образуются крайне редко. Следует отметить, что наличие всех

¹ Высокая температура поверхности воды способствует усилению конвекции в тропической депрессии и, таким образом, развитию ТЦ. В этом смысле температура поверхности воды может рассматриваться как локальный фактор. С другой стороны, изменение температуры поверхности воды на обширных акваториях влияет на общую циркуляцию, которая, в свою очередь, влияет на повторяемость ТЦ. В этом смысле температуру поверхности воды можно отнести к крупномасштабным факторам.

перечисленных выше благоприятных условий еще не гарантирует образования ТЦ. Для длительного существования конвекции необходимо обеспечить значительный отток воздуха из верхней тропосферы и поддержание высокой эквивалентно-потенциальной температуры Θ_e в пограничном слое. В противном случае конвекция может увеличивать термическую устойчивость конвективного слоя. Отток воздуха на верхних уровнях может быть облегчен за счет зоны дивергенции, связанной с близостью струйного течения, высотной ложбины и т. п. Действительно, в периоды повышенной повторяемости ТЦ дивергенция в верхней тропосфере в районах их наиболее частого возникновения в несколько раз больше, чем в периоды пониженной повторяемости. Для поддержания высоких значений Θ_e в пограничном слое необходимы значительные потоки тепла и влаги с поверхности океана.

17.6. Перемещение тропических циклонов

Перемещение ТЦ определяется тремя основными факторами: взаимодействием между фоновым потоком и самим вихрем, изменением параметра Кориолиса с широтой и трением о подстилающую поверхность. Имеет место тенденция перемещения ТЦ в области с более теплой поверхностью воды.

Схема на рис. 17.6.1 построена для случая равномерного и прямолинейного ведущего потока, начало системы координат совмещено с центром ТЦ. Если ТЦ находится в ведущем потоке, движущемся к северу от отрезка ab , то ТЦ будет отклоняться влево от потока, если ведущий поток направлен к югу — то вправо. Если ведущий поток направлен к западу от отрезка bc , то скорость перемещения ТЦ превысит скорость потока, если к востоку, то ТЦ будет двигаться медленнее потока. Отклонение направления перемещения ТЦ от направления геострофического ветра (ведущего потока) зависит от широты (рис. 17.6.2). С ростом широты увеличивается разброс отдельных значений относительно среднего, он особенно велик вблизи точки поворота и севернее ее. Это связано с тем, что рассчитанный ведущий поток не полностью описывает реальный фоновый поток, в котором перемещается ТЦ. Скорость ветра в фоновом потоке может быть неодинакова справа и слева от ТЦ, поток может ускоряться или замедляться. Все это влияет на траекторию ТЦ, причем с ростом широты влияние неоднородности фоновых потоков возрастает. Особенно чувствительны к неоднородностям фоновых потоков медленно перемещающиеся ТЦ. Таким образом, методы, с помощью которых лучше прогнозируется фоновый поток, дают, как правило, более точные прогнозы траектории ТЦ. Обычно в распоряжении прогнозиста оказывается такое малое число данных наблюдений, что по ним невозможно определить ведущий поток осреднением по кольцу вокруг всего ТЦ. Поэтому для практики полезно установить связь направления движения ТЦ с направлением ветра фоновых потоков

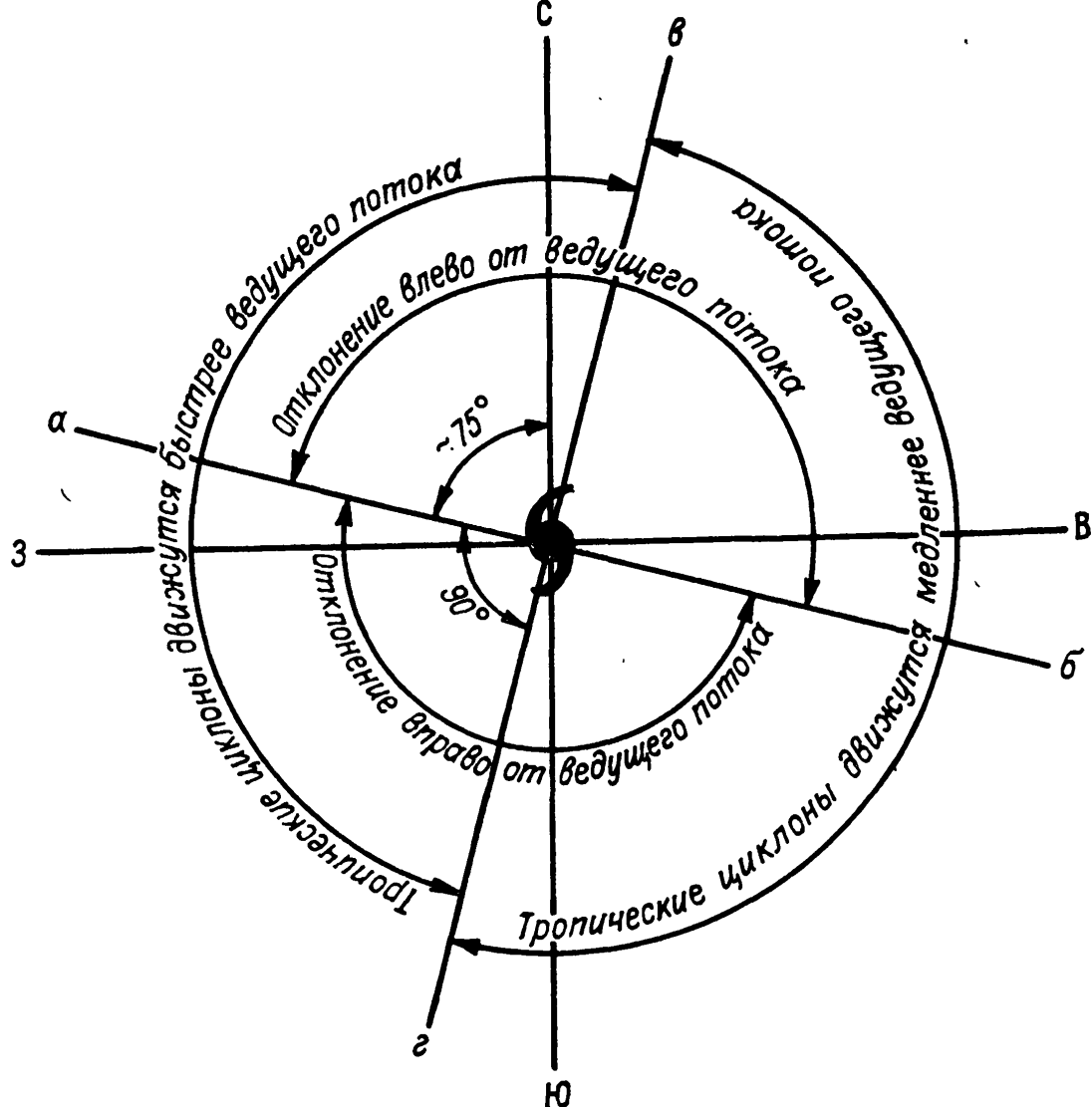


Рис. 17.6.1. Соотношение направления и скорости перемещения тропических циклонов со скоростью и направлением ведущего потока.

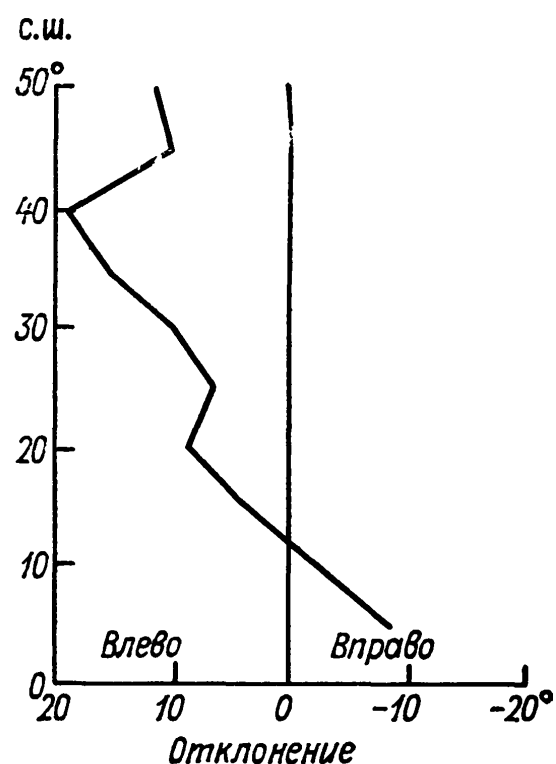


Рис. 17.6.2. Среднее значение отклонений направления перемещения тропических циклонов северо-западной части Тихого океана от ведущего потока на поверхности 500 гПа.

в каком-либо одном октанте ТЦ на расстоянии $5-7^\circ$ от его центра. Наиболее четкая зависимость имеет место между направлением перемещения ТЦ и ветрами в правых октантах.

В большинстве случаев в обоих полушариях скорость движения ТЦ примерно на $1,2-1,3$ м/с больше, чем скорость ведущего потока в средней и нижней тропосфере. Исключение составляют ТЦ,двигающиеся на восток и юго-восток (см. рис. 17.6.1). Они движутся на $1-1,2$ м/с медленнее ведущего потока. Наибольшая корреляция отмечается со скоростью ведущего потока на изобарических поверхностях 600 и 700 гПа и со средней скоростью ведущего потока в слое от подстилающей поверхности до 300 гПа.

17.7. Определение характеристик тропических циклонов по спутниковым данным

Большие успехи в прогнозе возникновения и перемещения ТЦ в значительной мере были достигнуты благодаря использованию ИСЗ. В связи с малым количеством аэрологических станций над океанами и невозможностью проводить измерения в экстремальных условиях ТЦ, ИСЗ подчас являются единственным средством получения информации о ТЦ. Датчики метеорологических ИСЗ регистрируют излучение, которое в зависимости от выбора спектрального интервала состоит из отраженной поверхностью океана и облаками солнечной радиации или из собственного теплового излучения океана и атмосферы. Перед рассмотрением методов прогноза эволюции и перемещения ТЦ, в которых существенную роль играет информация, получаемая с ИСЗ, кратко остановимся на определении характеристик ТЦ по спутниковым данным.

Определение положения центра ТЦ по фотографиям в видимом диапазоне производится по следующим правилам: 1) если в облачном вихре различается глаз бури, то положение центра определяется координатами глаза; 2) если глаз не виден, то положение центра определяется по месту сходимости облачных спиралей; 3) если глаз не виден и облачные спирали нечеткие или не видны, то центр ТЦ определяется как геометрический центр облачной системы; в этом случае может быть допущена ошибка, поскольку ТЦ могут иметь асимметричную облачную структуру.

Положение центра ТЦ можно определить по ИК изображениям как теплую область, окруженную мощными облаками с низкой температурой на их верхней границе. Информация в ИК диапазоне доступна как в дневное, так и в ночное время.

По размерам и структуре облачного массива ТЦ разделяются на 4 категории. К первой категории относятся ТЦ, имеющие слабо выраженную спиральную и вихревую структуру. Ко второй категории относятся ТЦ с хорошо выраженной вихревой структурой, но без глаза бури. Тропические циклоны, относящиеся к 3-й и 4-й категориям, имеют большое количество спиралей в пределах сплошного облачного массива и хорошо выраженный глаз.

Рис. 17.7.1. Связь максимальной скорости ветра v_m и минимального давления в центре ТЦ (p_0) с размером сплошного облачного массива d для четырех категорий циклонов.

a — давление, b — скорость ветра.

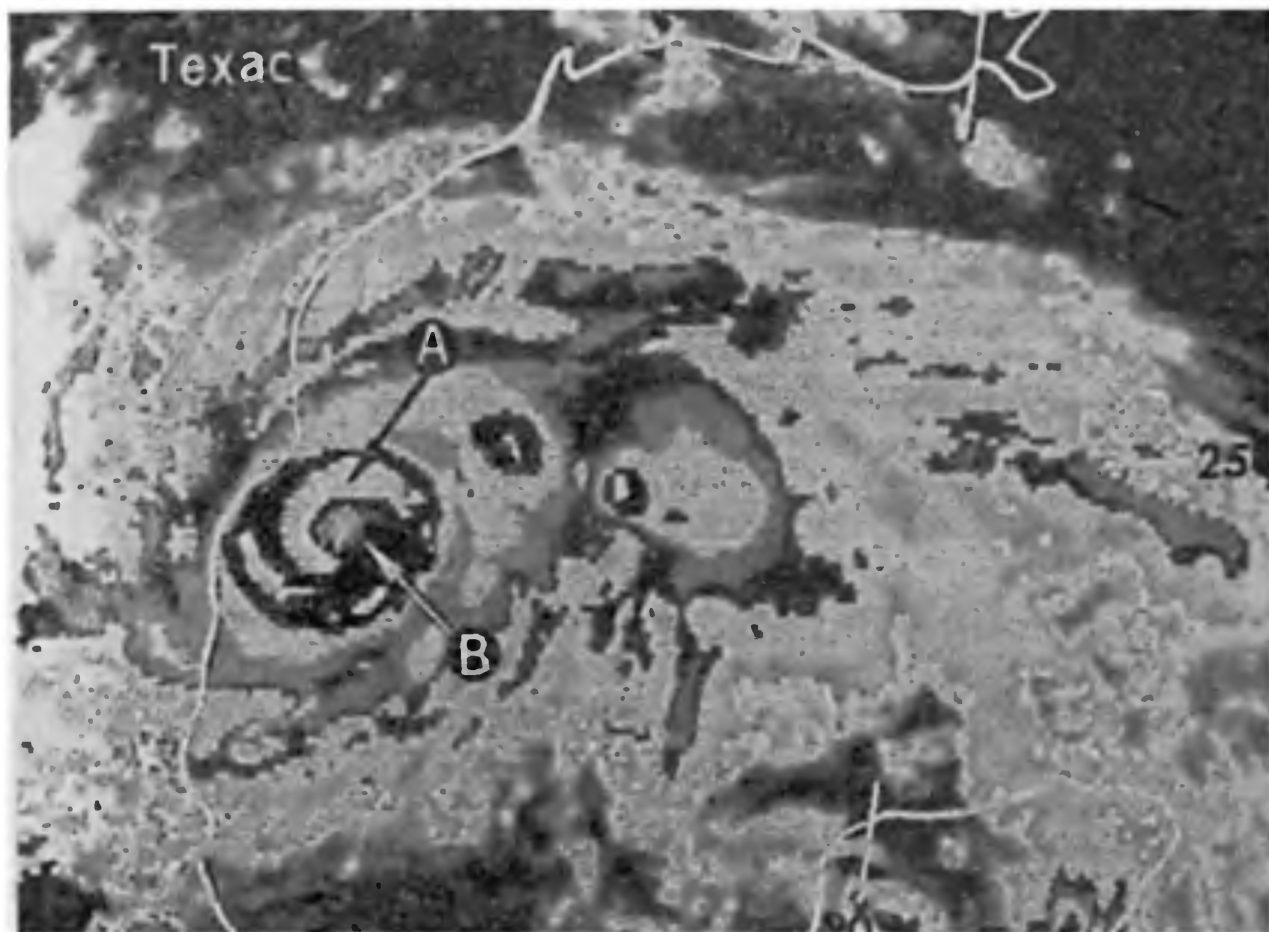
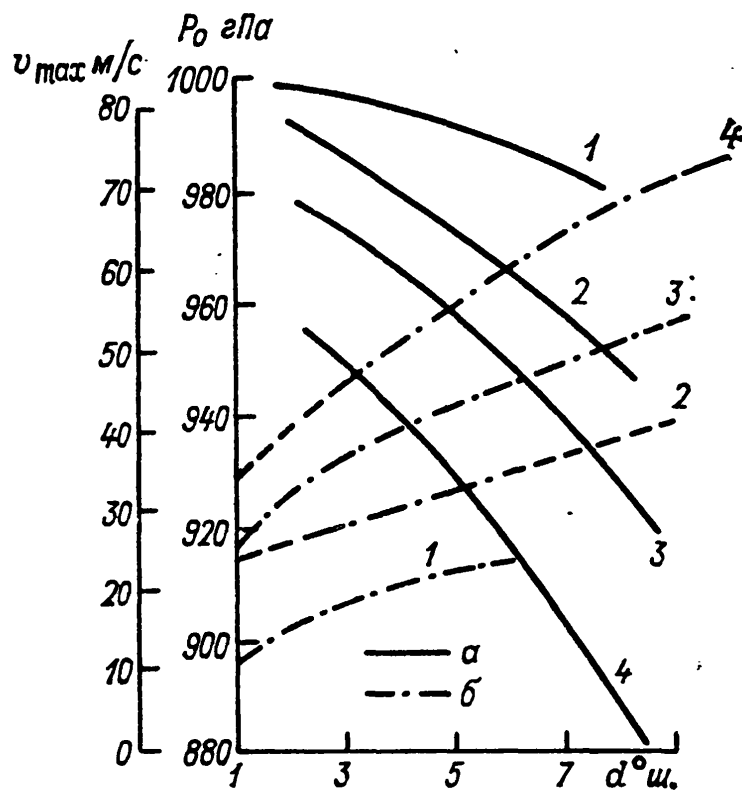


Рис. 17.7.2. Обработанное ИК изображение урагана Анита, полученное со спутника ГОСОС за 0 ч 0 мин по Гринвичу 2 сентября 1977 г.

Если глаз имеет неровные края, ТЦ относится к 3-й категории, если края ровные и полосы облаков четкие до самого глаза, ТЦ относится к 4-й категории. Рисунок 17.7.1 иллюстрирует связь минимального давления в центре ТЦ (p_0) и максимальной скорости ветра с размером сплошного облачного массива для четырех категорий ТЦ.

Высоту верхней границы облаков (ВВГО) определяют по спутниковым фотографиям облачности в инфракрасном диапазоне. Данные об излучении облаков позволяют определить эквивалентную температуру излучения черного тела для верхней границы облачности. По этой температуре и данным о термической структуре области атмосферы, в которой наблюдаются облака, можно рассчитать ВВГО. Для правильного определения ВВГО перистой облачности необходим учет прозрачности этих облаков. Для упрощения анализа используют специально обработанные квантованные по градациям яркости ИК изображения. Закрашивая их различными оттенками любого (чаще серого) цвета, легко выделяют области с различными значениями температуры. На ИК изображении урагана Анита (рис. 17.7.2) видна холодная (высокая) облачная стена (А), частично окружающая почти безоблачный глаз бури (В). Облака в нем низкие (теплые).

17.8. Прогноз эволюции тропических циклонов

Наиболее сложным является прогноз перехода тропической депрессии в шторм. Для прогноза используется несколько методов. Наиболее распространен метод с использованием индивидуального (суточного) потенциала зарождения (ИПЗ). Основная величина, по которой различаются развивающиеся и неразвивающиеся возмущения,—вихрь скорости ветра на нижних и верхних уровнях. Развитию возмущения способствуют большие значения величины

$$\frac{\partial \Omega}{\partial p} = \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right),$$

где Ω — относительный вихрь скорости, u и v — зональный и меридиональный компоненты скорости ветра (ось y направлена на север). Величина ИПЗ определяется как разность $\Omega_{900 \text{ гПа}} - \Omega_{200 \text{ гПа}}$, осредненная по площади соответствующего радиуса. Значения ИПЗ для различных возмущений приведены в табл. 17.8.1. Если ИПЗ с течением времени возрастает и начинает существенно превосходить значения для неразвивающихся систем (табл. 17.8.1), дается прогноз перехода возмущения в шторм.

Оценить изменение интенсивности ТЦ можно по изменению радиуса кольца максимальных ветров или радиуса глаза. Уменьшение радиуса кольца максимальных ветров или радиуса глаза в отдельном ТЦ обычно сопровождается усилением ТЦ.

Таблица 17.8.1

Индивидуальный потенциал зарождения ТЦ (10^{-5} с^{-1})

Системы	Радиус области, по которой вычисляется ИПЗ, в градусах меридиана		
	0—2	0—4	0—6
Неразвивающиеся	2,2	1,1	0,7
Развивающиеся слабые	5,1	3,0	2,1
Все развивающиеся	7,1	3,7	2,5

Большинство ТЦ достигает максимальной интенсивности вблизи точки поворота траектории. Затем ТЦ ослабевают. Для приближенной оценки максимальной скорости ветра в тайфуне через 48 ч после прохождения точки поворота можно использовать формулу

$$v_m/v_{m_0} = 1/[1 + (\beta/f_0) y], \quad (17.8.1)$$

где v_{m_0} — наибольшее значение v_m за предшествующий период, f_0 — параметр Кориолиса на широте, где $v_m = v_{m_0}$, y — расстояние по широте от места, где $v_m = v_{m_0}$, β — скорость изменения параметра Кориолиса (f) с широтой ($\beta = \frac{df}{dy}$).

Существует несколько методов прогноза эволюции ТЦ с помощью спутниковых данных.

1. Методы, основанные на изменении ИПЗ:

а) в соответствии с соотношениями термического ветра ИПЗ связан с радиальным градиентом средней в слое 200—900 гПа температуры. Последний может быть определен с помощью дистанционного зондирования со спутников. Прогноз делается в зависимости от значения ИПЗ (см. табл. 17.8.1);

б) по смещению облачных элементов на последовательных фотографиях можно оценить скорость ветра на верхних и нижних уровнях и определить ИПЗ.

2. Метод, основанный на связи высоты облаков в отдельных ТЦ с их интенсивностью; используются три эмпирически установленные закономерности:

1) в мощных ТЦ, т. е. в тайфунах и ураганах, кучево-дождевые облака более высокие, чем в ТЦ меньшей интенсивности;

2) изменение высоты облаков опережает соответствующее изменение интенсивности ТЦ;

3) суточный ход облачности в центральной части ТЦ практически отсутствует.

Таким образом, высота облаков, а следовательно, и температура верхней границы облаков (определяемая по фотографиям в ИК диапазоне) является индикатором как текущей, так и будущей интенсивности ТЦ.

С использованием температуры ВГО ($T_{\text{ВГО}}$) максимальную скорость ветра через 24 ч $v_{m(+24)}$ можно оценить из следующих уравнений регрессии:

стадия шторма ($v_m < 33$ м/с)

$$\Delta v_{m(+24)} = 71,3 - 0,297 \cdot T_{\text{ВГО}, 110-330} + 0,389 \cdot \Delta v_{m(-24)} \quad (17.8.2)$$

или
$$\Delta v_{m(+24)} = 83,6 - 0,341 \cdot T_{\text{ВГО}, 110-330}; \quad (17.8.3)$$

стадия урагана (тайфуна) ($v_m \geq 33$ м/с)

$$\Delta v_{m(+24)} = 113,94 - 0,38 \cdot T_{\text{ВГО}, 0-330} + 0,499 \Delta v_{m(-24)} + 0,398 v_{m, t}, \quad (17.8.4)$$

где $T_{\text{ВГО}, 0-330}$ — средняя температура ВГО в области радиусом 330 км вокруг центра ТЦ (определенная, как эквивалентная температура черного тела); $T_{\text{ВГО}, 110-330}$ — средняя температура ВГО по кольцу между радиусами $r = 100$ км и $r = 330$ км (определенная как эквивалентная температура черного тела); $\Delta v_{m(-24)}$ — изменение максимальной скорости ветра за предшествующие 24 ч; $\Delta v_{m(+24)}$ — прогнозируемое изменение v_m за последующие 24 ч; $v_{m, t}$ — текущее значение v_m .

Прогноз по приведенным формулам является более точным, чем инерционный прогноз с использованием тенденции скорости. Заметим, что по формуле (17.8.3) прогноз составляется только по данным о $T_{\text{ВГО}}$.

3. Метод, основанный на анализе структуры облачности состоит из двух этапов: анализа структуры облачности и собственно прогноза.

Рассмотрим эти этапы подробнее.

Анализ структуры облачности. При развитии начального возмущения в ураган структура облачности изменяется закономерным образом. Все разнообразие структур можно разбить на отдельные категории, характеризующиеся параметром S . Он изменяется в диапазоне от 0,5 до 8 с интервалом 0,5. Значения S от 0,5 до 2 соответствуют стадии начального возмущения и предшествующей циклону депрессии. Значения S , равные 7 и 8, относятся к супер-тайфунам. Значение S определяется обычно как сумма двух параметров C и B (рис. 17.8.1). Параметр C учитывает структуру облачности, лежащей внутри широкой дуги плотной облачности, имеющей вид запятой и либо окружающей, либо покрывающей центр облачной системы (ЦОС), включая плотный центральный облачный массив (ЦОМ)¹. Параметр C изменяется от 0 до 7

¹ Центр облачной системы расположен в центре глаза или в центре, определяемом по видимой части стены глаза. Если ни один из этих объектов не виден, то ЦОС определяется по центру центрального плотного облачного массива. Центральный плотный облачный массив является частью «головы запятой», окружен изогнутой полосой облачной «запятой» и имеет круглую или овальную форму (см. рис. 17.8.2 б).

и определяется по схеме на рис. 17.8.2. Параметр B определяет структуру облачности в плотной части облачной запытой, закручивающейся вокруг ЦОМ. Он может принимать значения от 0 до 2,5 (см. рис. 17.8.1 а):

$B = 0$, если внешняя полоса мала или отсутствует;

$B = 1$, если полоса шириной от $1/2$ до $3/4^\circ$ меридиана один раз полностью окружает ЦОМ или если полоса шириной более 1° окружает ЦОМ более, чем наполовину;

$B = 2$, если полоса шириной от $1/2$ до $3/4^\circ$ закручивается вокруг ЦОС дважды или полоса шириной более 1° окружает ЦОС один

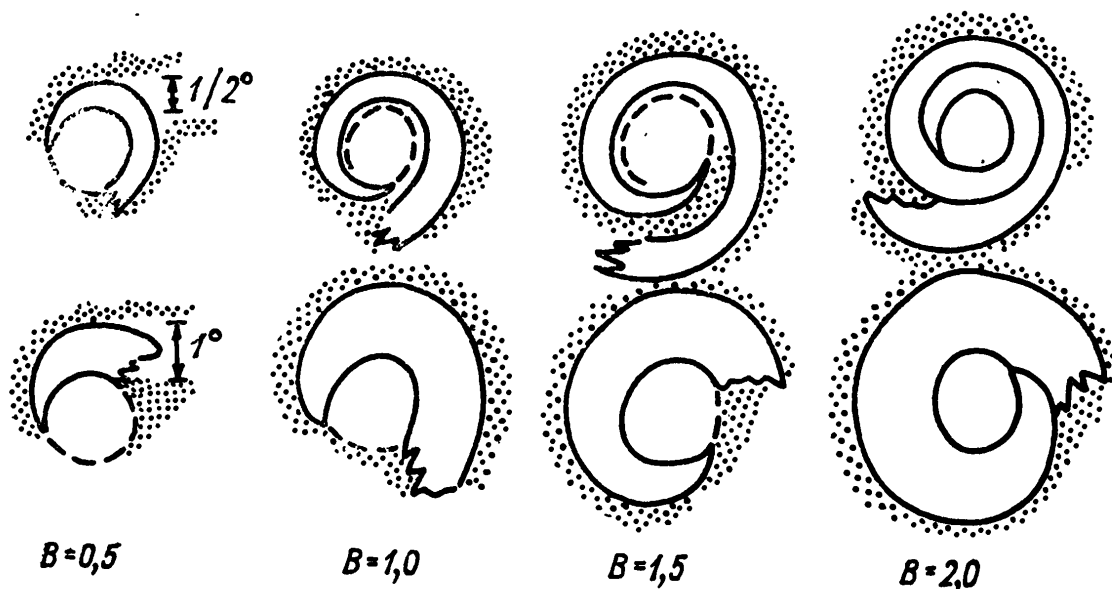


Рис. 17.8.1а. Схема определения параметра B , характеризующего структуру облачных спиралей.

раз. Можно использовать и промежуточные значения B : $1/2$, $1 1/2$ и $2 1/2$.

Первые признаки развития ТЦ, которые имеют прогностическое значение, появляются в типичных возмущениях за 36 ч перед тем, как возмущение достигает интенсивности шторма ($v_m = 17$ м/с). Основным признаком является появление искривленной линии кучево-дождевых или кучевых облаков, связанных с находящейся поблизости интенсивной и устойчивой областью конвекции в мощном слое Св. Линии кучево-дождевых облаков либо соединяются внутри центральной области диаметром менее $2,5^\circ$ меридиана, либо закручиваются вокруг нее. Если облачные линии состоят из малых низких облаков, то точка их слияния должна находиться от района плотного облачного массива не дальше, чем на $1,5^\circ$ меридиана. Помимо наличия мощных конвективных облаков вблизи центра системы для развития возмущения необходимо отсутствие сильного потока через центр на уровне перистых облаков.

Типы облачных структур, различаемых со спутников, показаны на рис. 17.8.3 и 17.8.4. Начальная стадия соответствует значению $S = 1$, значения S от 2 до 6 соответствуют изменениям структуры облачности, происходящим в среднем с интервалом 24 ч. При

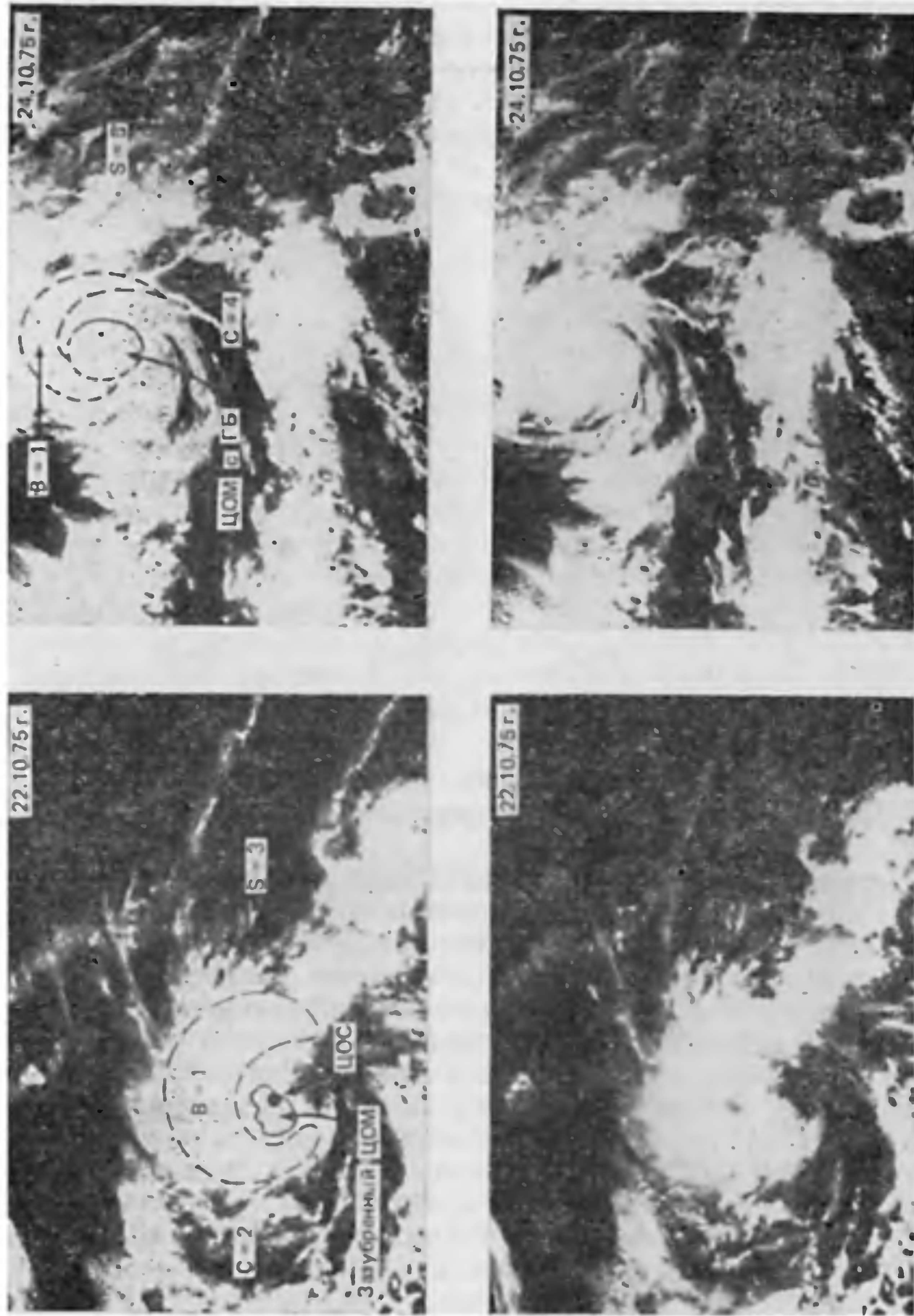


Рис. 17.8.16. Пример определения параметров B , C и S по спутниковым фотографиям облачности.

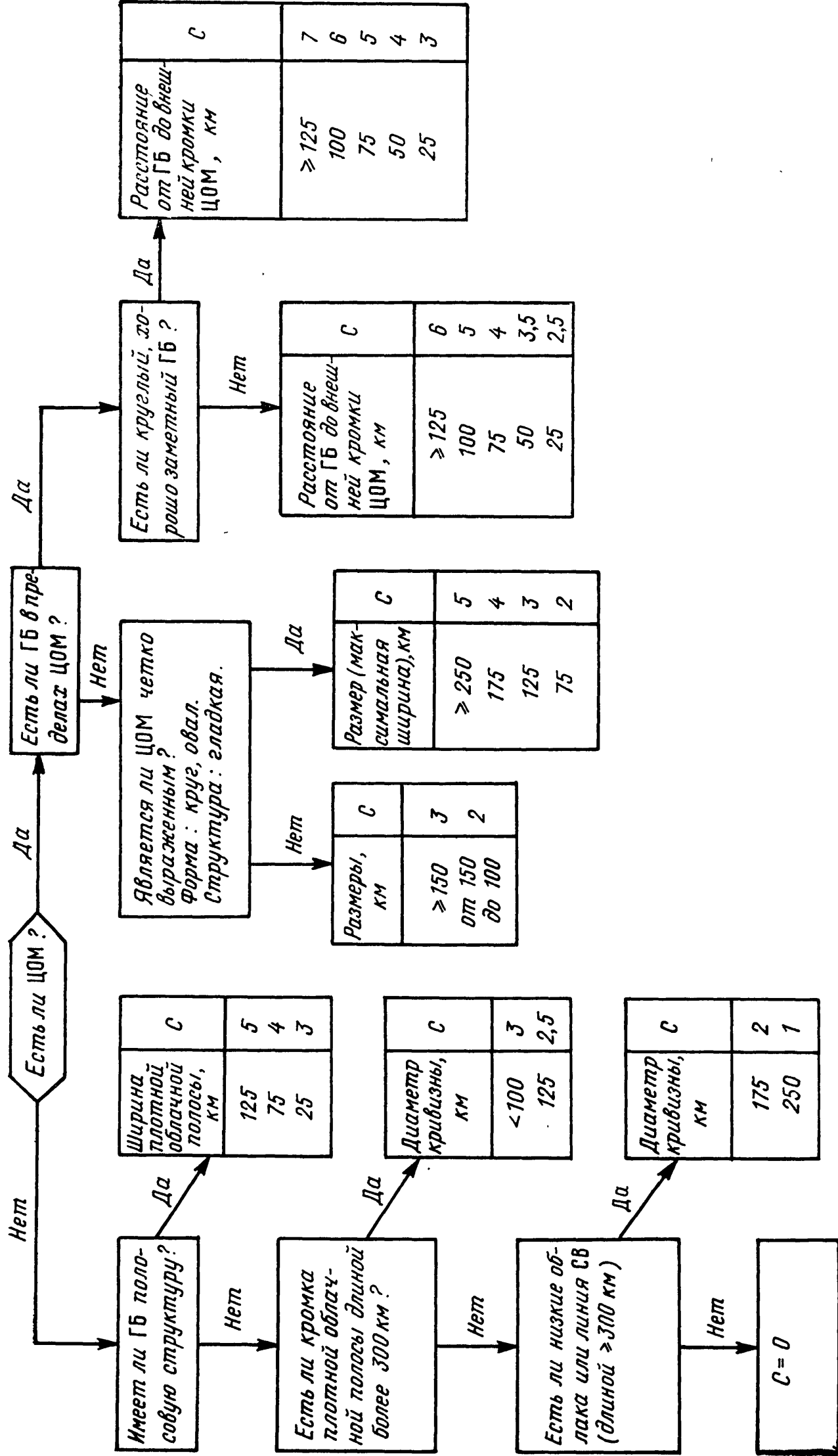


Рис. 17.8.2. Схема определения параметра C по структуре облачности (ГБ — глаз бури).

$S = 1$ и $S = 2$ обычно наблюдаются одна или две широкие полосы мощных конвективных облаков. Когда наблюдаются две полосы, они сливаются в центре (см. рис. 17.8.3 в); когда видна только

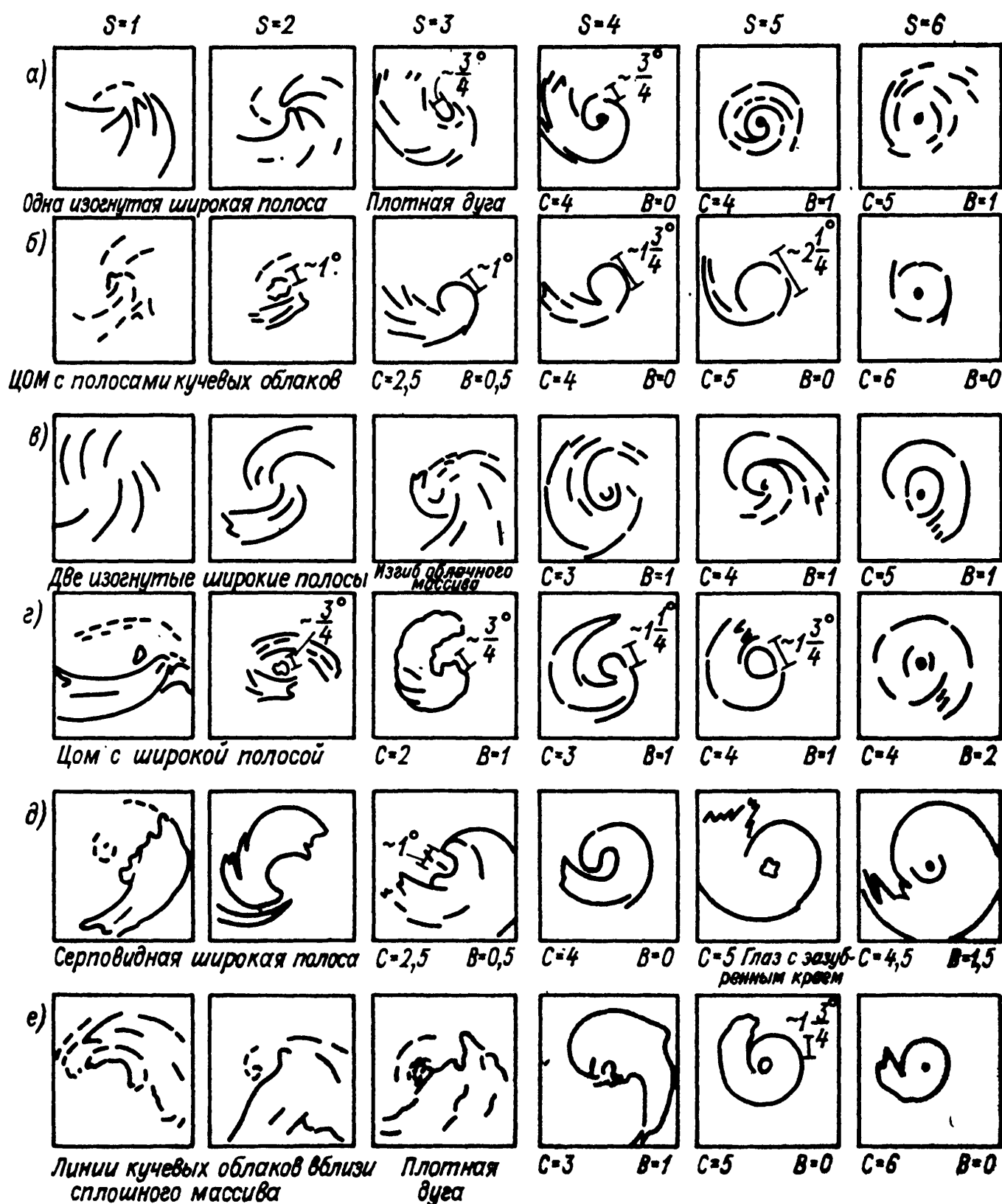


Рис. 17.8.3. Типичные структуры облачности в тропических циклонах и соответствующие им значения параметра S .

одна полоса, она обычно формирует линии кучевых облаков в зоне наибольшей кривизны (а, г, д).

Структура ЦОС определяется кривизной центральной полосы, которая при увеличении интенсивности ТЦ сжимается в «узел» или закручивается вокруг центра (случай а, в, г).

Случаи *б*, *в* соответствуют ситуациям, когда имеется центральный плотный облачный массив, который в процессе развития ТЦ обычно увеличивается в размерах и приобретает форму, близкую к окружности. Из рис. 17.8.3 видно, что величина *S* определяет развитие ТЦ на начальных стадиях (*а*, *б*), в то время как *B* вносит существенный вклад в ситуациях *в* и *г*. В наиболее мощных ($S=7$ и $S=8$) структура аналогична случаю $S=6$, но характеризуется большими значениями *S* и *B*. После получения очередной спутниковой фотографии по рис. 17.8.3 и схемам рис. 17.8.1 и 17.8.2 определяются значения *S*. Обычно значения *S*, определенные обоими способами, совпадают или отличаются незначительно. Если имеется отличие, то значение *S* прогнозист выбирает либо как полусумму значений, либо основываясь на собственном опыте.

Полученное значение *S* сравнивается со значениями, определенными в предшествующие моменты. Удобно проводить сравнение фотографий, снятых с интервалом в 24 ч. В этом случае исключается влияние суточного хода облачности, а также неодинаковых визуальных условий. Даже если фотографии облачности поступают чаще, например, каждые 12 или 6 ч, особое внимание следует уделять фотографии, полученной на 24 ч ранее. В случае, когда ТЦ развивается или ослабевает со средней или несколько большей скоростью, изменение *S* за 24 ч составляет не менее 0,5.

По значению *S* определяется v_m . В случае стационарных и развивающихся ТЦ v_m определяется по рис. 17.8.5 с точностью 5 м/с. Для заполняющихся ТЦ текущее значение v_m определяется по значению $S + 0,5$ (если за последние сутки *S* уменьшилось на 0,5) или по значению $S + 1$ (если за последние сутки *S* уменьшилось более, чем на 0,5).

Прогноз интенсивности в этом методе проводится по следующим правилам.

Для первого дня развития (значение $S > 0$ ранее не отмечалось):

а) если $S = 0,5$, то прогнозируется медленное развитие или отсутствие развития;

б) если $S = 1$ или $S = 1,5$, прогнозируется типичное развитие (см. рис. 17.8.5).

Для последующих дней развития прогноз осуществляется в два этапа:

1) по предыдущим значениям *S* производится экстраполяция на срок прогноза (24 ч) (инерционный прогноз интенсивности), т. е. вычисляется $S_{и}$;

2) определяются факторы, предшествующие усилению («плюс») и ослаблению ТЦ («минус»).

К факторам, предшествующим усилению, относятся: выход ослабленного над сушей ТЦ на океан, особенно с очень теплой температурой поверхности воды; выход из области холодной воды на область с существенно более теплой водой; усиление конвекции



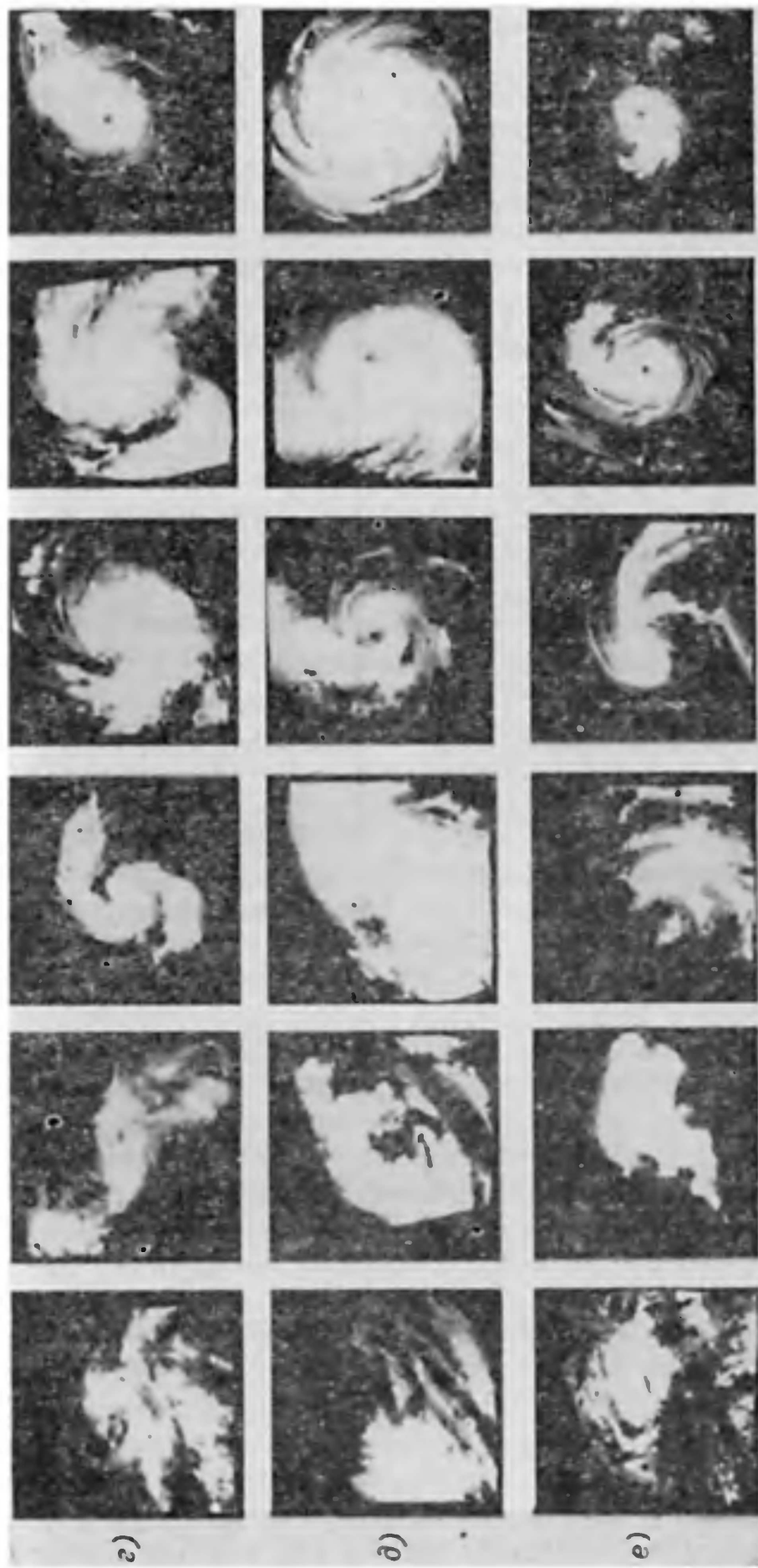


Рис. 17.8.4. Примеры структур облачности ТЦ, изображенных на рис. 17.8.3.

в центре ТЦ, ослабленного после длительного нахождения в зоне сильных высотных фоновых ветров.

К факторам, предшествующим ослаблению ТЦ, относятся: выход ТЦ на сушу, попадание ТЦ в район слоисто-кучевых и слоистых облаков (т. е. в область повышенной статической устойчивости); проход ТЦ через точку поворота траектории с последующим выходом на холодную воду; выход ТЦ в район однородного по направлению потока с сильным вертикальным сдвигом; вытяги-

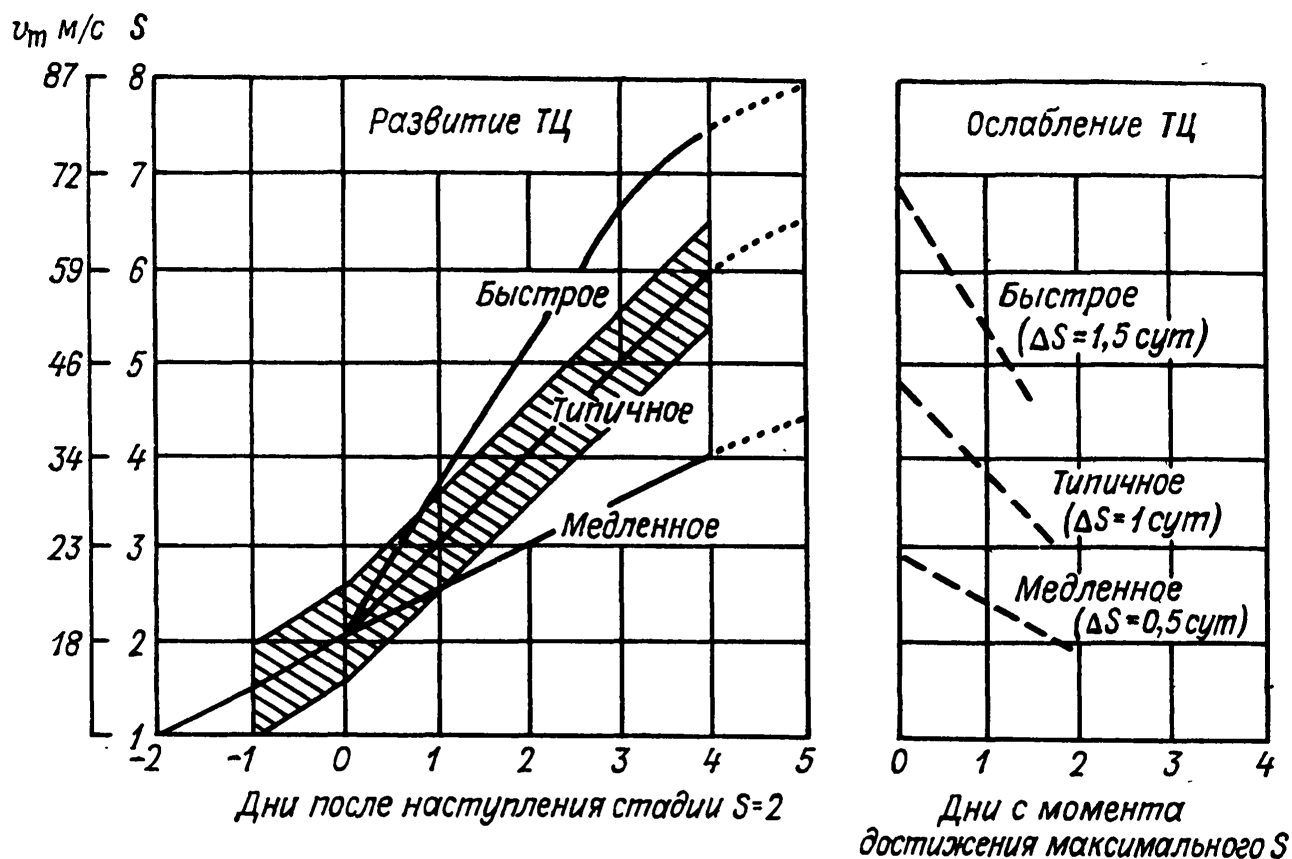


Рис. 17.8.5. Изменение интенсивности ТЦ, определяемой по параметру S и максимальной скорости ветра.

ТЦ, движущиеся на северо-запад, достигают максимальной интенсивности обычно через 4 дня после момента, когда параметр S стал равен 2, движущиеся на запад — на 1 день позднее, а движущиеся на север — на 1 день раньше.

вание облачной структуры перпендикулярно траектории ТЦ при одновременном ослаблении конвекции и достижение ТЦ максимума интенсивности.

Окончательное определение S производится по следующим правилам:

а) если отсутствуют факторы «плюс» или «минус», то окончательным прогностическим значением $S_{пр}$ считается значение, полученное экстраполяцией (таких случаев $\approx 80—90\%$), т. е.

$$S_{пр} = S_{и};$$

б) если имеются факторы «плюс», то $S_{пр} = S_{и} + 0,5$ (если в предшествующее время ТЦ усиливался или стационарировал);

$S_{пр} = S_{и} + 1,0$ (если в предшествующее время ТЦ ослаблялся);

в) если имеются факторы «минус», то $S_{пр} = S_n - 0,5$ (если ТЦ в предшествующее время ослаблялся или находился в стационарной стадии);

$S_{пр} = S_n - 1,0$ (если ТЦ в предшествующее время усиливался).

По прогностическому значению $S_{пр}$ можно определить указанным выше способом прогностические значения максимальной скорости ветра. Описанный метод прогноза можно сочетать с методами прогноза по фотографиям в ИК диапазоне, основанными на определении тенденции температуры ВГО.

17.9. Прогноз перемещения тропических циклонов

Методы прогноза перемещения ТЦ можно разделить на три основных типа: эмпирические, статистические и гидродинамические.

К прогнозам эмпирического типа относятся экстраполяционный и климатологический прогнозы, синоптический прогноз и прогноз с помощью ИСЗ.

В *экстраполяционном прогнозе* первого порядка (линейная экстраполяция) предполагается, что ТЦ на время прогноза будет иметь ту же скорость и то же направление перемещения, что и ранее. Если известны изменения скорости и направления перемещения ТЦ за предшествующий период, то прогноз может проводиться в предположении сохранения этих изменений (нелинейная экстраполяция).

Согласно *климатологическому прогнозу* направление и скорость перемещения ТЦ определяется по климатологическим данным для конкретных долготы, широты и времени года.

Иногда используют *экстраполяционно-климатологический метод*, согласно которому окончательный прогноз получается осреднением (обычно с весами 0,5) результатов экстраполяционного и климатологического прогнозов. Экстраполяционный и климатологический прогнозы на сроки, превышающие 24 ч, дают значительные ошибки.

В *синоптических методах* прогноза по приземным картам давления и геопотенциала на стандартных изобарических поверхностях (иногда используют только AT_{500}) в предположении выполнения квазигеострофического соотношения вдали от центра ТЦ (500—700 км) восстанавливается ведущий поток. Прогноз основывается на учете обсуждавшейся выше связи направления и скорости перемещения ТЦ с направлением и скоростью ветра ведущего потока.

Значительные ошибки в прогнозе перемещения появляются, когда ТЦ изменяют направление своего перемещения. Анализ ситуаций, когда ТЦ отклонялись вправо и влево от первоначального направления, показал, что за 24—36 ч до поворота ведущий поток в слое 200—900 гПа, определенный по кольцу радиусом 550—1200 км (5—11° меридиана) вокруг центра ТЦ, имеет положитель-

ный (направленный по ходу ТЦ) вертикальный сдвиг ветра, превышающий 5 м/с в случае поворота ТЦ влево (за 12 ч направление изменяется более чем на 20°), и отрицательный сдвиг, по величине превышающий 5 м/с в случае поворота вправо (за 12 ч направление изменяется более чем на 20°). При малых вертикальных сдвигах ТЦ обычно изменяют свое направление за 12 ч менее чем на 10° .

Если указанный сдвиг ветра трудно определить по спутниковым фотографиям в видимом диапазоне, то этот сдвиг можно определить (используя соотношения термического ветра) по горизон-

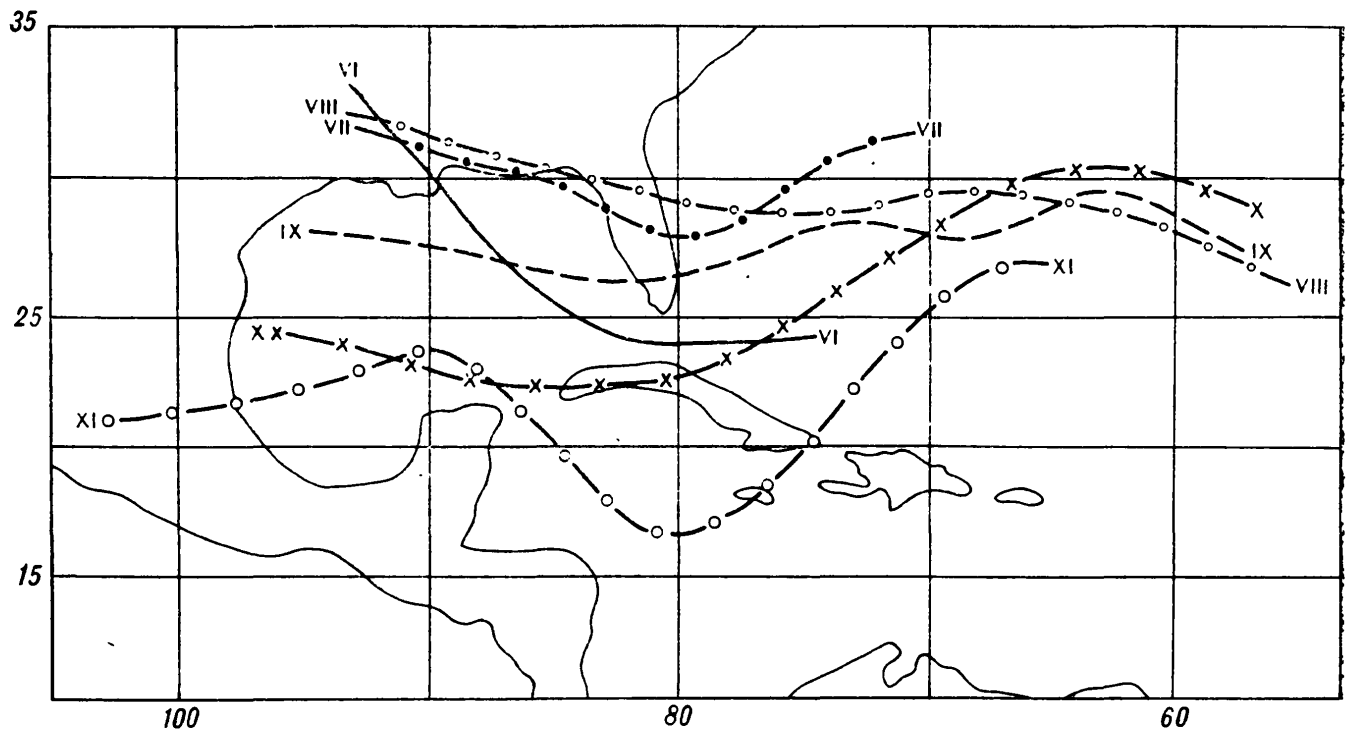


Рис. 17.9.1. Среднее положение точек поворота траектории тропических циклонов в Атлантике в период с июня по ноябрь.

тальному градиенту температуры в слое 200—900 гПа, перпендикулярно направлению движения ТЦ с помощью фотографий в СВЧ диапазоне.

Наиболее сложным является прогноз точки поворота траектории ТЦ, а также прогноз медленно перемещающихся или описывающих петли ТЦ. Точка поворота в Атлантике в среднем располагается на 28° с. ш., а в Тихом океане — на 20° с. ш. В период максимальной повторяемости ТЦ, районы их возникновения и точка поворота смещается в более высокие широты (рис. 17.9.1).

Поворот траектории ТЦ обычно происходит при следующих синоптических условиях:

- 1) глубокие ложбины, вытянутые в южном направлении из района западного переноса и расположенные в пределах нескольких сотен км к западу от центра ТЦ;
- 2) хорошо выраженные низкоширотные ложбины, вытянутые в северном направлении вплоть до района западного переноса;
- 3) слабые ложбины между двумя ячейками высокого давления;
- 4) мощные западные ветры на поверхности 200 гПа к северу

и особенно к северо-западу от центра ТЦ на расстоянии от него 500—2000 км. Их скорости превышают соответствующие скорости ветра в ситуациях без поворота ТЦ на ≈ 24 м/с за 60 ч до поворота, на 28 м/с за 36 ч и на 36 м/с за 12 ч до поворота;

5) мощные меридиональные ветры (на север) на изобарической поверхности 200 гПа, которые к северу от ТЦ на расстояниях 400 км — 1500 км превышают соответствующие значения для ситуаций без поворота на ≈ 15 м/с;

6) наличие низких температур воздуха на изобарической поверхности 700 гПа к северу (в северном полушарии) от ТЦ, которые на расстоянии 1000—1200 км от центра ТЦ меньше соответствующих значений для ситуаций без поворота на 4°C за 60 ч, на 6°C за 36 ч и на 8°C за 12 ч до поворота.

Для ситуаций, в которых не происходит поворота ТЦ, характерны: 1) сильный субтропический антициклон к северу от ТЦ; 2) основная ложбина в западном переносе расположена много западнее ТЦ; 3) волны в зоне западного переноса имеют малую амплитуду.

Характер траектории ТЦ зависит от того, находятся ли они южнее, на одной широте, или севернее (в северном полушарии) оси субтропического гребня. На рис. 17.9.2 приведены типичные синоптические ситуации в случаях быстрых, медленных и описывающих петли ТЦ.

Рассмотрим эти ситуации.

1. Тропические циклоны находятся севернее субтропического гребня:

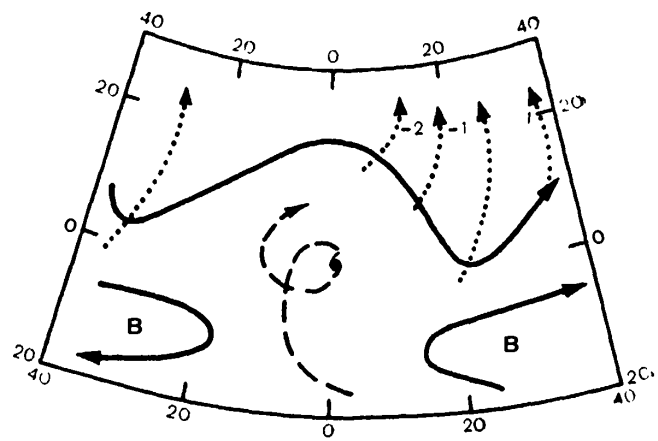
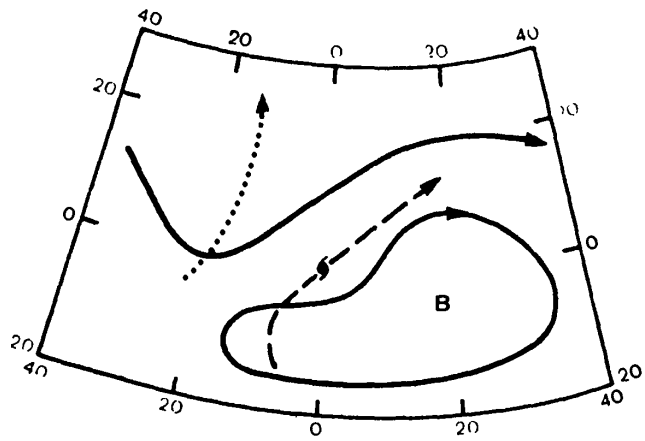
а) быстрые ТЦ; на поверхности 500 гПа в субтропиках (см. рис. 17.9.2) ложбина в западном переносе располагается на $10\text{—}20^\circ$ северо-западнее ТЦ, а гребень на $10\text{—}20^\circ$ северо-восточнее ТЦ. Таким образом, ТЦ расположен в сильном юго-западном потоке к востоку от ложбины. На подстилающей поверхности (см. рис. 17.9.2 *1в*) фронтальная сторона ТЦ связана с приземной ложбиной, вытянутой на северо-восток. Ведущий поток вблизи подстилающей поверхности имеет направление, близкое к направлению на уровне 500 гПа;

б) медленные или описывающие петли ТЦ; на уровне 500 гПа (см. рис. 17.9.2 *1б*) ложбина в западном переносе располагается на $20\text{—}30^\circ$ к северо-востоку от ТЦ. Если эта ложбина на северо-востоке развивается и перемещается, вероятно движение по петлеобразной траектории. Гребень в западном переносе располагается почти на той же долготе, что и ТЦ. В результате фоновый поток, в котором находится ТЦ, слаб. На уровне моря (см. рис. 17.9.2 *1г*) севернее ТЦ располагается область высокого давления. Обычно западный фоновый поток на поверхности 500 гПа вблизи поверхности Земли сменяется на восточный.

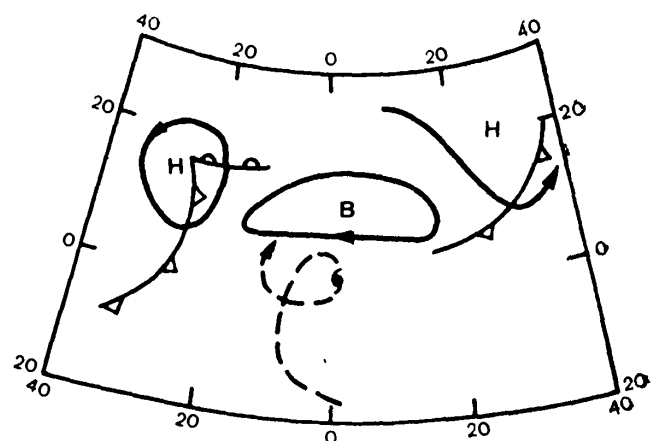
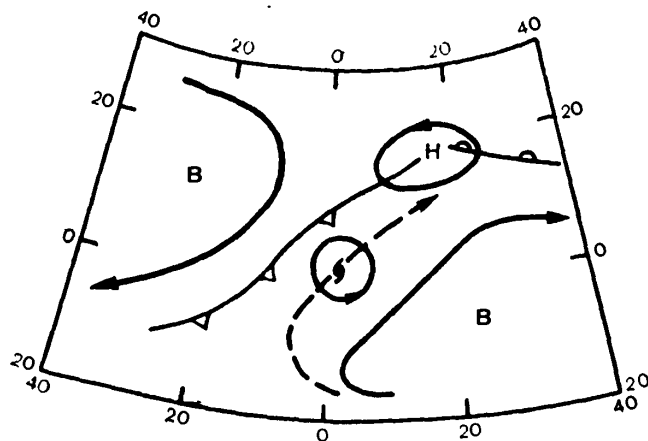
2. Тропические циклоны, расположенные на одной широте с субтропическим гребнем:

а) быстрые ТЦ; на изобарической поверхности 500 гПа (см. рис. 17.9.2 *IIa*) ложбина в западном переносе проникает глубоко

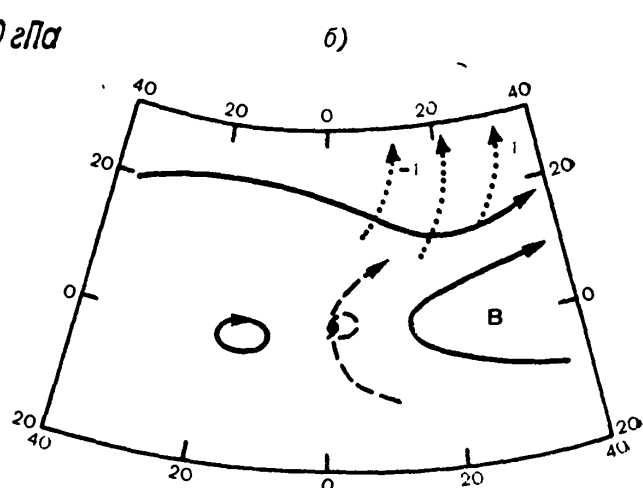
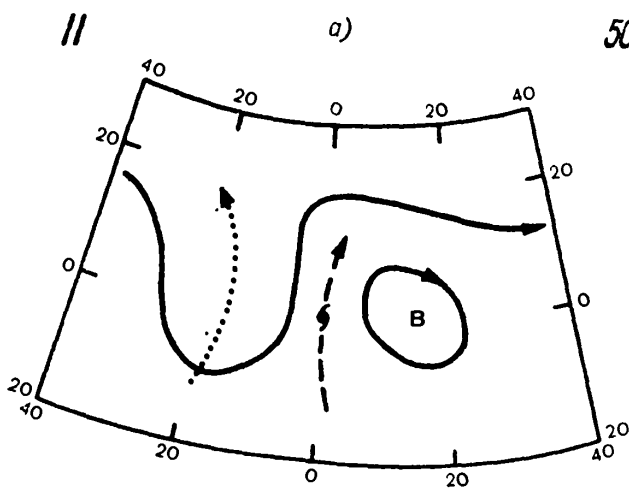
500 гПа



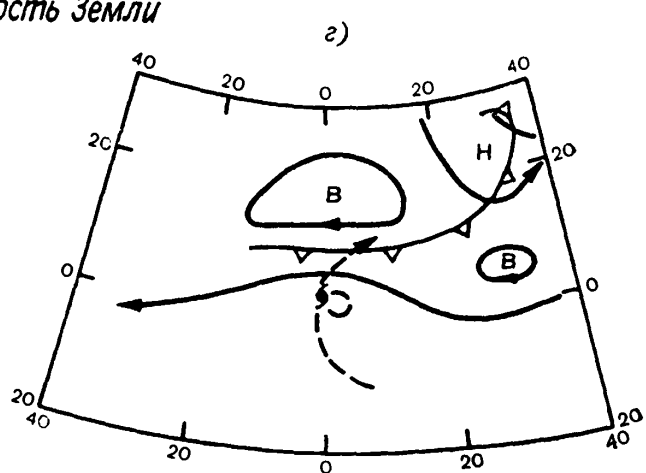
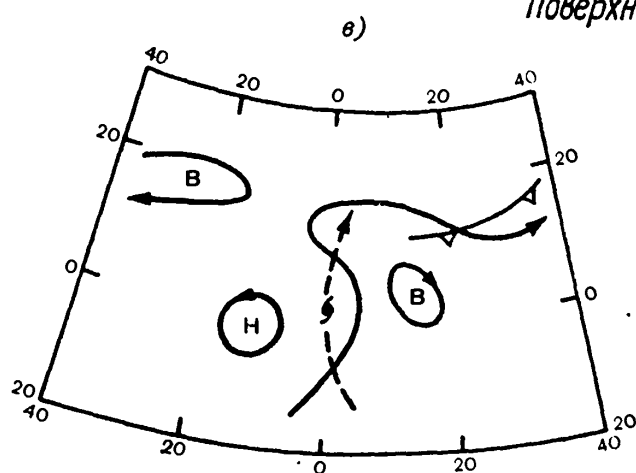
Поверхность Земли



500 гПа



Поверхность Земли



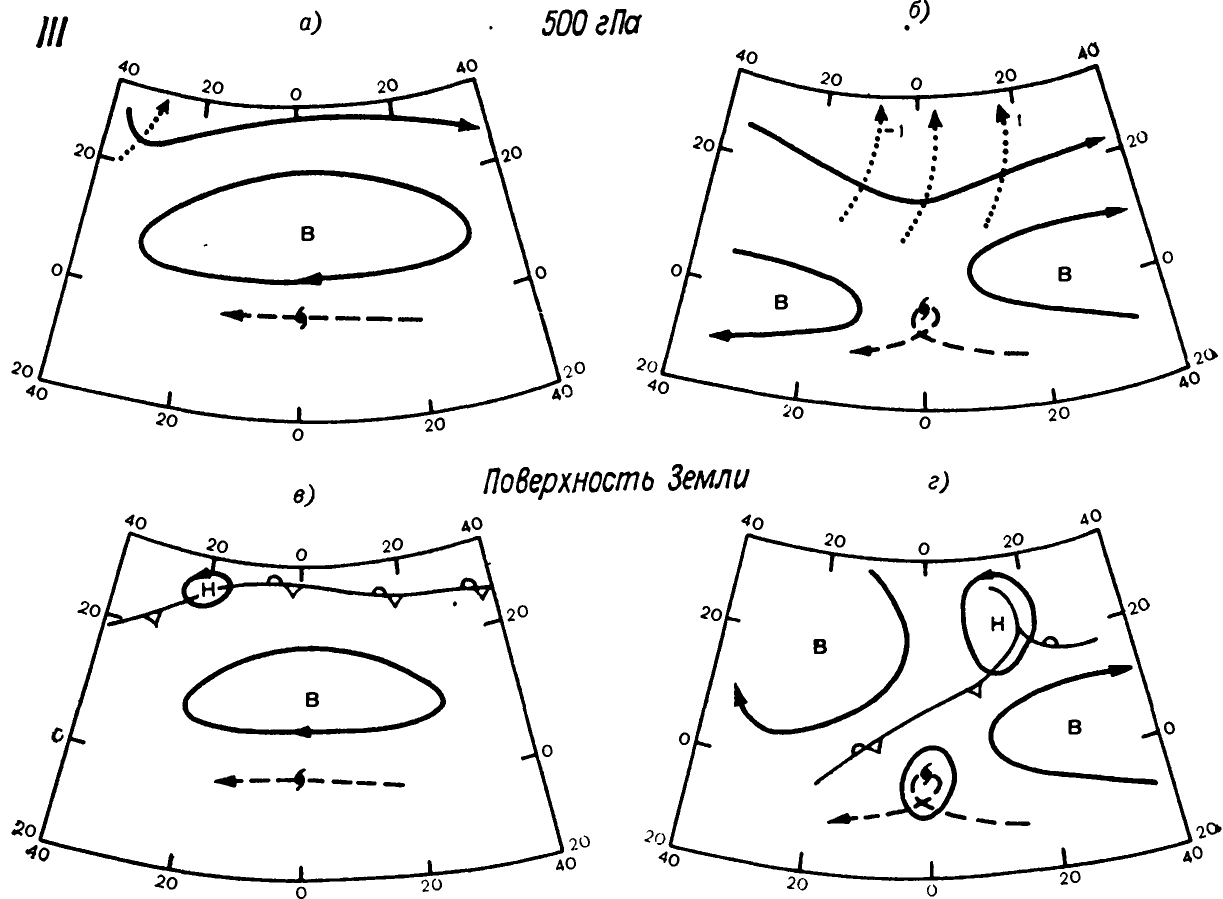


Рис. 17.9.2. Характерные условия быстрого (а, в) и медленного или петлеобразного (б, г) движения тропических циклонов, расположенных севернее субтропического гребня (I), на одной широте с субтропическим гребнем (II) и южнее субтропического гребня (III).

в субтропики к западу от ТЦ, в то время как ячейка высокого давления располагается к востоку от него. Ведущий поток южный, его скорость велика. На уровне моря (см. рис. 17.9.2 IIв) антициклон, связанный с субтропическим гребнем, располагается к востоку от ТЦ, а циклоническая циркуляция к западу. Ведущий поток имеет почти то же направление, что и на изобарической поверхности 500 гПа;

б) медленные или описывающие петли ТЦ. На изобарической поверхности 500 гПа (см. рис. 17.9.2 IIб) ложбина в западном переносе расположена на 10—20° к северо-востоку от ТЦ. В ситуации с петлеобразной траекторией в этом районе отмечается быстро движущаяся короткая волна. Гребень в западном переносе расположен на 10—20° севернее ТЦ (в северном полушарии). Вследствие этого фоновый поток ослаблен. На уровне моря (см. рис. 17.9.2 IIг) к северу от ТЦ располагается область высокого давления. Фоновый поток у поверхности Земли обычно восточный, а на средних уровнях — западный.

3. Тропические циклоны, расположенные южнее субтропического гребня:

а) быстрые ТЦ. На изобарической поверхности 500 гПа (рис. 17.9.2 IIIа) субтропический гребень располагается к северу от ТЦ и вызывает устойчивый и у поверхности более сильный, чем

обычно, пассат (рис. 17.9.2 *IIIв*). ТЦ находится в сильном восточном потоке как на 500 гПа, так и вблизи уровня моря;

б) медленные и описывающие петли ТЦ. Как на изобарической поверхности 500 гПа (рис. 17.9.2 *IIIб*), так и на уровне моря (рис. 17.9.2 *IIIг*), ТЦ располагается вблизи седловины. Ложбина в западном переносе находится сравнительно далеко к северу. Восточнее и западнее ТЦ располагаются ячейки высокого давления. В случаях, когда ложбина в западном переносе быстро смещается, вероятна петлеобразная траектория ТЦ.

Из приведенных схематических карт видно, что основное влияние на траектории ТЦ оказывают волны в западном переносе. Для быстрого перемещения ТЦ необходимо, чтобы ведущий поток в нижней и средней тропосфере имел одинаковое направление.

Большую помощь синоптику оказывают данные ИСЗ. Установлено, что ТЦ обычно перемещаются в направлении прямой, соединяющей центр ТЦ с наиболее мощным скоплением Сб, расположенным на конце или вблизи конца внешней облачной полосы вниз по потоку. Это направление можно определить либо по фотографиям облачности в видимом диапазоне, либо по фотографиям в ИК диапазоне. Последние позволяют определить температуры верхней границы облаков, а следовательно, и их высоты. Указанный метод может быть использован в прогнозе перемещения ТЦ на 12 ч и часто помогает предсказать поворот ТЦ.

Широко распространен метод прогноза перемещения ТЦ, основанный на анализе поворота облачного вихря ТЦ относительно прежнего направления движения ТЦ. Метод основан на следующих предположениях:

1) изменения (даже сильные) интенсивности ТЦ не могут полностью изменить структурные характеристики облачности (от дня ко дню);

2) главные структурные элементы облачного массива ТЦ имеют тенденцию сохранять свое положение по отношению к движущемуся центру;

3) поворот облачной системы ТЦ относительно прежнего положения предшествует повороту на тот же угол направления перемещения ТЦ, происходящего в течение последующих суток.

Метод сводится к определению угла поворота облачного вихря за последние сутки и прогнозу изменения направления перемещения ТЦ на тот же угол за последующие 12 ч.

Угол поворота можно определять по характерным изменениям облачной структуры, показанным на рис. 17.9.3. Если система шторма имеет вид эллипса (см. рис. 17.9.3 *а*), то угол поворота определяется углом поворота его большей оси. Угол поворота можно оценить по повороту облачного массива в виде запятой (см. рис. 17.9.3 *б*) или конвективных полос (рис. 17.9.3 *в*). Поворот можно определить по вращению ведущей кромки плотного облачного массива (рис. 17.9.3 *г*), а также по вращению перистых облаков, изображенных стрелками на рис. 17.9.3 *д*). Отметим, что

при определении угла поворота главное значение имеет вращение структурных элементов, расположенных близко к центру ТЦ.

Структуры перистых облаков и конвективных полос, расположенных дальше от шторма, должны приниматься во внимание во вторую очередь. Если второстепенные характеристики не соответствуют поведению основного контура ТЦ, принимать их во внимание не следует.

Данные в видимом диапазоне могут быть дополнены фотографиями в ИК диапазоне, которые дают более четкое изображение деталей верхней облачности.

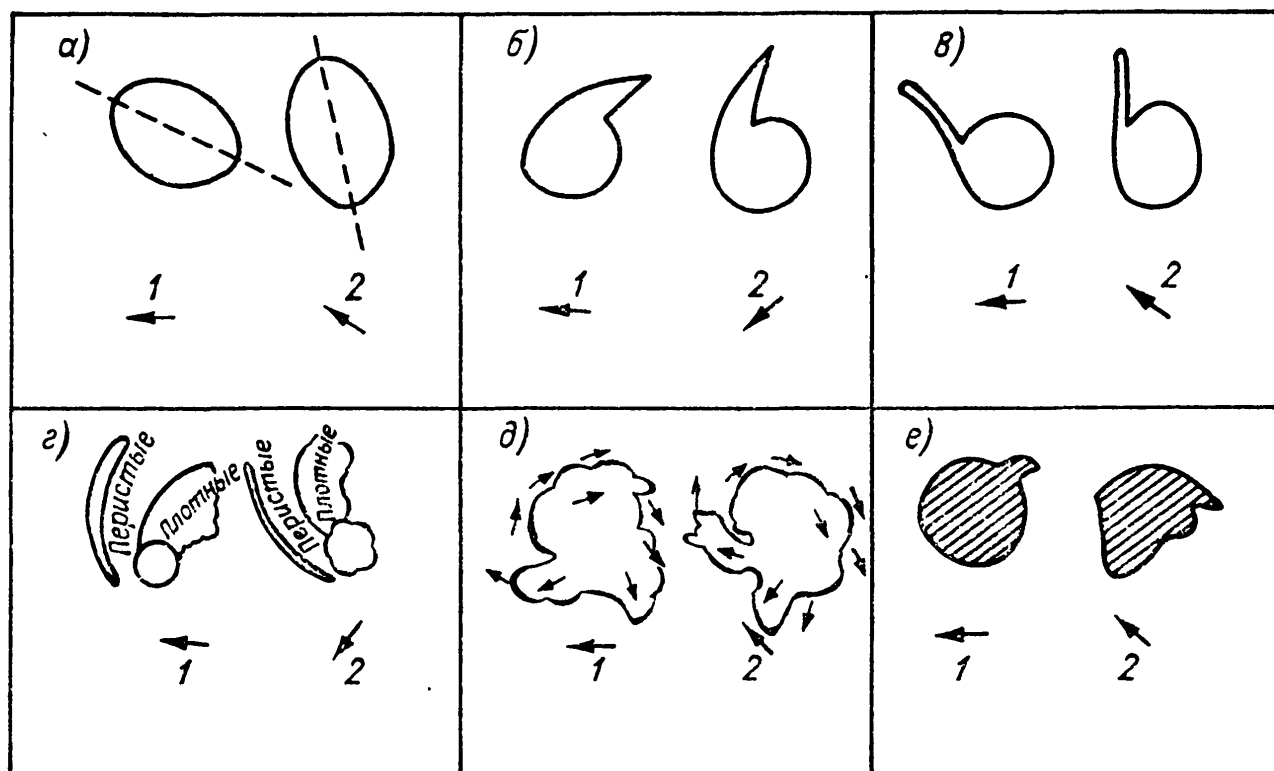


Рис. 17.9.3. Характерные изменения в структуре облачности, связанные с изменением направления перемещения (1, 2) тропических циклонов.

С конца 60-х годов появились статистические методы прогноза. Они подразделяются на аналоговые и регрессионные. В прогнозе по *методу аналогов* для интересующего ТЦ в имеющихся архивах подыскиваются аналоги — ТЦ, которые имели место раньше в похожих условиях и обладали по возможности теми же характеристиками и траектории которых известны.

Скорости и направления перемещения ТЦ вычисляются путем осреднения скоростей и направлений перемещения ТЦ-аналогов.

В некоторых случаях в архиве, в котором хранятся сведения о предыдущих ТЦ данного района, может не найтись необходимого количества ТЦ-аналогов. В этом случае прогноз по методу аналогов невозможен.

В *регрессионных методах* на основе обработки обширного архивного материала записываются уравнения регрессии, связывающие величину будущего перемещения ТЦ с различными известными или легко вычисляемыми параметрами, называемыми предикторами. В Национальном центре по ураганам (США) широко

используется схема CLIPER (CLImatology and PERsistence), в которой предикторы характеризуют климатологию и инерцию ТЦ. Схема разработана для района Западной Атлантики и Мексиканского залива. Перемещение ТЦ в зональном направлении (в морских милях) за будущие 12 (Δx_{+12}), 24 (Δx_{+24}), 36 (Δx_{+36}) и 48 ч (Δx_{+48}) определяется по схеме CLIPER из следующих уравнений регрессии:

$$\Delta x_{+12} = -3,52591 + 13,69309u_0 - 2,63735u_{-12} + 0,81513(\varphi_0 - 24) + \\ + 0,68678v_0 - 0,00217 \cdot v_0^2 u_{-12} - 0,00060(\varphi_0 - 24)v_0 u_{-12} + \\ + 0,12473(\lambda_0 - 68);$$

$$\Delta x_{+24} = -13,12388 + 23,30526u_0 - 3,21553u_{-12} + \\ + 3,58451(\varphi_0 - 24) + 3,94936v_0 - 0,00786v_0^2 u_{-12} - \\ - 0,00676(\varphi_0 - 24)v_0 u_{-12} + 0,51356(\lambda_0 - 68);$$

$$\Delta x_{+36} = -28,48156 + 32,37355u_0 - 5,34286u_{-12} + \\ + 8,07388(\varphi_0 - 24) + 9,32124v_0 - 0,01318v_0^2 u_{-12} - \\ - 0,02041(\varphi_0 - 24)v_0 u_{-12} + 1,04462(\lambda_0 - 68);$$

$$\Delta x_{+48} = -44,13759 + 38,93667u_0 - 6,81978u_{-12} + \\ + 14,10797(\varphi_0 - 24) + 16,35476v_0 - 0,01967v_0^2 u_{-12} - \\ - 0,03853(\varphi_0 - 24)v_0 u_{-12} + 1,69802(\lambda_0 - 68).$$

Меридиональное перемещение ТЦ (в морских милях) за те же промежутки времени определяется из следующих уравнений:

$$\Delta y_{+12} = 7,60553 + 13,59909v_0 - 2,57513v_{-12} - 0,00019v_0 v_{-12}^2 + \\ + 0,00460(v_m - 71)v_{-12} + 0,00226v_0(v_m - 71) - 0,00149v_0^2 v_{-12} - \\ - 0,00027(\varphi_0 - 24)^2 v_0 - 0,00007(D - 248)^2 v_{-12} + \\ + 0,00004v_0(D - 248)^2 - 0,00020(y_0 - 24)^2(D - 248) + \\ + 0,00008(v_m - 71)(D - 248)v_{-12} + 0,14306u_0 - 0,00008(D - 248)^2; \\ \Delta y_{+24} = 30,30846 + 22,91538v_0 - 2,48460v_{-12} + 0,00497v_0(v_{-12})^2 + \\ + 0,00930(v_m - 71)v_{-12} + 0,02511v_0(v_m - 71) - 0,00784v_0^2 v_{-12} - \\ - 0,00598(\varphi_0 - 24)^2 v_0 - 0,00035(D - 248)^2 v_{-12} + \\ + 0,00016v_0(D - 248)^2 - 0,0011(\varphi_0 - 24)^2(D - 248) + \\ + 0,00048(v_m - 71)(D - 248)v_{-12} + 0,38795u_0 - 0,00067(D - 248)^2; \\ \Delta y_{+36} = 67,69324 + 31,94291v_0 - 3,69760v_{-12} + 0,00967v_0(v_{-12})^2 + \\ + 0,00954(v_m - 71)v_{-12} + 0,06322v_0(v_m - 71) - 0,01332v_0^2 v_{-12} -$$

$$\begin{aligned}
& - 0,01611 (\varphi_0 - 24)^2 v_0 - 0,00073 (D - 248)^2 v_{-12} + \\
& + 0,00023 v_0 (D - 248)^2 - 0,00281 (\varphi_0 - 24)^2 (D - 248) + \\
& + 0,00115 (v_m - 71) (D - 248) v_{-12} + 0,89408 u_0 - 0,00218 (D - 248)^2; \\
\Delta y_{+48} = & 120,27143 + 38,94701 v_0 - 4,38088 v_{-12} + 0,01323 v_0 (v_{-12})^2 + \\
& + 0,02293 (v_m - 71) v_{-12} + 0,09532 v_0 (v_m - 71) - 0,01664 v_0^2 v_{-12} - \\
& - 0,03201 (\varphi_0 - 24)^2 v_0 - 0,00122 (D - 248)^2 v_{-12} + \\
& + 0,00032 v_0 (D - 248)^2 - 0,00546 (\varphi_0 - 24)^2 (D - 248) + \\
& + 0,00187 (v_m - 71) (D - 248) v_{-12} + 1,66666 u_0 - 0,00435 (D - 248)^2.
\end{aligned}$$

В приведенных уравнениях λ_0 и φ_0 — текущие долгота и широта центра ТЦ (в градусах), u_0 , v_0 — текущие зональный и меридиональный компоненты скорости ТЦ (в узлах) (положительными считаются компоненты скорости и перемещения в направлении на север и восток); u_{-12} , v_{-12} — зональная и меридиональная компоненты скорости центра ТЦ на 12 ч раньше текущего момента; v_m — максимальная скорость ветра (в узлах); D — порядковый номер дня в году, соответствующий текущему моменту.

Средние значения ошибок прогноза по указанным уравнениям на 12, 24, 36 и 48 ч составляют соответственно 25, 80, 146 и 222 м. мили. Ошибки прогноза для ТЦ,двигающихся в западном направлении, в $\sim 1,5$ раза меньше, чем для ТЦ, перемещающихся на восток.

Для северо-западной части Тихого океана применяется регрессионный метод прогноза тайфунов, использующий предикторы, которые также, как и в приведенных выше уравнениях, отражают инерцию развития и климатологические характеристики ТЦ (так называемый РС-метод (P — persistence, C — climatology)). Уравнения регрессии были составлены для отдельных районов северо-западной части Тихого океана: северного, южного и западного и для различных сезонов. Согласно полученным уравнениям дается прогноз долготы (λ) и широты (φ) (в градусах) положения центра ТЦ через 12 ч (λ_{+12} , φ_{+12}) и 24 ч (λ_{+24} , φ_{+24}). Эти уравнения имеют следующий вид.

Северный район (120° в. д. — 150° в. д., 20° с. ш. — 35° с. ш.) период январь—июнь:

$$\lambda_{+12} = 101,0 + 0,9866 (\lambda_0 - 100) + 1,02 (\lambda_0 - \lambda_{-12}),$$

$$\varphi_{+12} = 0,362 + 1,002 \varphi_0 + 0,8401 (\varphi_0 - \varphi_{-12}),$$

$$\begin{aligned}
\lambda_{+24} = & 100,486 + 0,9684 (\lambda_0 - 100) + 1,75 (\lambda_0 - \lambda_{-12}) + \\
& + 0,7539 (\varphi_0 - \varphi_{-24}),
\end{aligned}$$

$$\varphi_{+24} = -0,051 + 0,9449 \varphi_0 + 1,419 (\varphi_0 - \varphi_{-12}) + 0,01856 D;$$

период июль—сентябрь:

$$\begin{aligned}\lambda_{+12} &= 100,592 + 0,9929(\lambda_0 - 100) + 1,052(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+12} &= -0,375 + 1,0022\varphi_0 + 0,9412(\varphi_0 - \varphi_{-12}), \\ \lambda_{+24} &= 96,272 + 0,9635(\lambda_0 - 100) + 1,799(\lambda_0 - \lambda_{-12}) + \\ &\quad + 0,1886\varphi_0 + 0,3965(\varphi_0 - \varphi_{-24}), \\ \varphi_{+24} &= -0,552 + 1,045\varphi_0 + 1,760(\varphi_0 - \varphi_{-12}) + \\ &\quad + 0,5434(\lambda_0 - 2\lambda_{-12} + \lambda_{-24})\end{aligned}$$

период октябрь—декабрь:

$$\begin{aligned}\lambda_{+12} &= 100,874 + 0,9980(\lambda_0 - 100) + 1,144(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+12} &= -0,102 + 1,019\varphi_0 + 0,9371(\varphi_0 - \varphi_{-12}), \\ \lambda_{+24} &= 100,881 + 0,9649(\lambda_0 - 100) + 1,534(\lambda_0 - \lambda_{-12}) + \\ &\quad + 0,7794(\varphi_0 - \varphi_{-24}) + 0,4490(\lambda_0 - 2\lambda_{-24} + \lambda_{-48}), \\ \varphi_{+24} &= 0,336 + 1,033\varphi_0 + 1,750(\varphi_0 - \varphi_{-12}).\end{aligned}$$

Южный район (120° в. д.—150° в. д., 0°—20° с. ш.)

период январь—август:

$$\begin{aligned}\lambda_{+12} &= 100,188 + 0,9929(\lambda_0 - 100) + 0,9004(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+12} &= 0,374 + 1,000\varphi_0 + 0,6532(\varphi_0 - \varphi_{-12}), \\ \lambda_{+24} &= 100,730 + 0,9774(\lambda_0 - 100) + 1,758(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+24} &= 1,308 + 0,9977\varphi_0 + 1,143(\varphi_0 - \varphi_{-12}) + 0,2105(\lambda_0 - \lambda_{-12})\end{aligned}$$

период сентябрь—декабрь:

$$\begin{aligned}\lambda_{+12} &= 100,105 + 0,9945(\lambda_0 - 100) + 0,8743(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+12} &= 0,180 + 1,010\varphi_0 + 0,6327(\varphi_0 - \varphi_{-12}), \\ \lambda_{+24} &= 100,473 + 0,9834(\lambda_0 - 100) + 1,679(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+24} &= 9,159 + 1,006\varphi_0 + 1,139(\varphi_0 - \varphi_{-12}) + \\ &\quad + 0,2595(\lambda_0 - \lambda_{-12}) - 0,008262p_0.\end{aligned}$$

Западный район (100° в. д.—120° в. д., 0°—25° с. ш.)

период январь—август:

$$\begin{aligned}\lambda_{+12} &= 99,989 + 1,018(\lambda_0 - 100) + 1,010(\lambda_0 - \lambda_{-12}), \\ \varphi_{+12} &= 0,976 + 0,9642\varphi_0 + 0,7594(\varphi_0 - \varphi_{-12}), \\ \lambda_{+24} &= 100,649 + 1,013(\lambda_0 - 100) + 1,745(\lambda_0 - \lambda_{-12}) - \\ &\quad - 0,01749D + 0,1528\varphi_0, \\ \varphi_{+24} &= 0,726 + 0,9360 + 1,324(\varphi_0 - \varphi_{-12}) + \\ &\quad + 0,08019(\lambda_0 - 100) + 0,1276(\lambda_0 - 2\lambda_{-24} + \lambda_{-48});\end{aligned}$$

период сентябрь—декабрь:

$$\lambda_{+12} = 100,057 + 0,9925 (\lambda_0 - 100) + 0,8274 (\lambda_0 - \lambda_{-12}),$$

$$\varphi_{+12} = -0,019 + 1,010\varphi_0 + 0,6509 (\varphi_0 - \varphi_{-12}),$$

$$\lambda_{+24} = 80,724 + 0,9639 (\lambda_0 - 100) + 1,520 (\lambda_0 - \lambda_{-12}) + \\ + 0,4747 (\varphi_0 - \varphi_{-24}) + 0,01972p_0,$$

$$\varphi_{+24} = -0,195 + 1,031\varphi_0 + 1,225 (\varphi_0 - \varphi_{-12}).$$

В этих уравнениях p_0 — значение давления в центре ТЦ у поверхности в текущий момент (в гПа). Остальные значения те же, что и ранее.

Проверка на независимых данных показала, что среднеквадратическая векторная ошибка прогноза положения центра ТЦ по РС-методу составляет при прогнозе на 12 ч $0,7^\circ$ широты и $0,9^\circ$ долготы и при прогнозе на 24 ч $1,5^\circ$ широты и $1,9^\circ$ долготы.

В описанных выше регрессионных методах не используются или практически не используются синоптические данные. Поскольку учет последних может оказаться важным при прогнозе перемещения точки поворота ТЦ, были разработаны регрессионные методы, использующие синоптические данные. Примером такого регрессионного метода может служить метод, предложенный для северо-западной части Тихого океана.

В настоящее время широко используются схемы статистического прогноза, в которых в качестве предикторов используются прогностические значения геопотенциала на изобарической поверхности 500 гПа на сроки 24, 36 и 48 ч. Эти схемы относятся к статистико-динамическим. Используются также комплексные методы прогноза, в которых расчет будущего перемещения проводится несколькими методами, а потом результаты статистически объединяются в окончательный прогноз с учетом преимуществ и недостатков каждой схемы прогноза.

Поскольку в качестве предикторов в статистических методах значительное место занимают параметры, связанные с инерционностью процессов и среднеклиматологическими характеристиками, существующие статистические методы дают хорошие прогнозы на срок до 2 суток, когда ТЦ мало отклоняются от средней траектории ТЦ. По этой причине инерционные, климатические и статистические методы прогноза дают меньшую ошибку для ТЦ, перемещающихся в устойчивых восточных потоках южнее (в северном полушарии) точки поворота (рис. 17.9.4). Если ТЦ ускоряются, описывают петли и т. д., статистические методы «работают» гораздо хуже. В этих случаях лучший результат дают гидродинамические методы.

В гидродинамических методах прогноза перемещения ТЦ используются баротропные и бароклинные трехмерные модели. Многоуровневные модели, основанные на примитивных уравнениях,

позволили учесть неадиабатические процессы: конденсацию и конвекцию, явления в пограничном слое, взаимодействие с океаном и т. п. Наряду с усовершенствованием физических аспектов моделей стало улучшаться представление метеорологических полей с помощью конечно-разностных сеток. Появление очень мелких горизонтальных сеток (с шагом до 5—10 км) и применение метода «вложенных» сеток дало возможность в пределах одной модели рассчитывать метеорологические поля непосредственно в зоне ТЦ

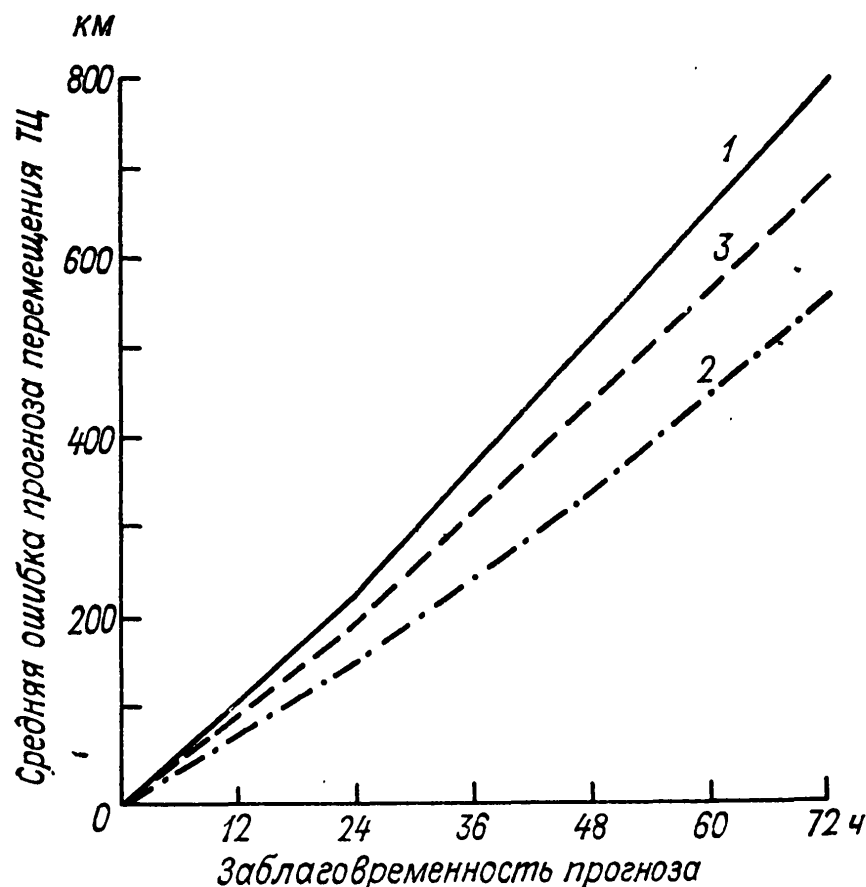


Рис. 17.9.4. Средние ошибки прогнозов перемещения (км) атлантических тропических циклонов за период 1970—1979 гг.

1 — ТЦ севернее $24,5^\circ$ с. ш., 2 — ТЦ южнее $24,5^\circ$ с. ш.,
3 — все ТЦ.

по более мелкой сетке, а на периферии ТЦ (иногда и в пределах полушария) — по более грубой сетке. При этом мелкая сетка перемещается вместе с ТЦ. В результате достигается существенная экономия ресурсов ЭВМ.

В настоящее время по гидродинамическим моделям дается прогноз перемещения ТЦ на 1—3 суток и в экспериментальном порядке до 5 суток. Преимущество гидродинамических методов возрастает с ростом заблаговременности прогноза. Характерные ошибки прогноза лучших гидродинамических моделей на срок 48 ч составляют 300—350 км и на срок 72 ч 450—550 км.

Вплоть до середины 80-х гг. в оперативных многоуровневых прогностических моделях описание физических процессов было упрощено. Например, источник тепла вследствие конденсации в облаках считался заданным и неизменным. В последнее время со-

здаются модели, содержащие более детальное описание физических процессов и использующие вложенные сетки. С их помощью можно будет давать прогноз перемещения и эволюции ТЦ одновременно.

Глава 18

Применение методов математической статистики при прогнозе погоды

Изменение погоды является результатом взаимодействия многих физических процессов. Некоторые процессы можно описать с помощью уравнений гидродинамики и термодинамики. Решение системы этих уравнений позволяет получить формулы для прогноза тех или иных элементов погоды. Точность прогнозов, полученных с помощью этих формул, во многом зависит от того, насколько правильно удалось описать физические процессы соответствующими уравнениями, а также от способа их решения. Упрощения, производимые при выводе соответствующих уравнений, а также при их решении, приводят к тем или иным ошибкам прогноза. Кроме того, по-видимому, существуют и такие процессы, влияющие на погоду, которые мы еще не можем описать с помощью уравнений и о которых мы даже не подозреваем.

При таких условиях применение для прогноза иных методов, в частности статистических, может оказаться весьма полезным. Они позволяют уточнить различные параметры, входящие в уравнение гидродинамики. Кроме того существуют методы прогноза, основанные полностью на методах математической статистики.

18.1. Некоторые сведения по теории вероятностей и математической статистике

Теория вероятностей — наука, изучающая закономерности случайных явлений.

Случайным явлением (или событием) называется такое явление, которое при одних и тех же условиях, в результате одного и того же опыта, может произойти или не произойти. Примером случайных событий в метеорологии могут служить наличие или отсутствие метеорологического явления (дождя, грозы, тумана и т. п.) в некотором пункте в определенный момент времени, падение значения температуры (или давления) в указанную градацию и т. п.

Событие, которое всегда происходит при осуществлении данного опыта, называется достоверным событием и обозначается Ω (например, вода кипит при $T=100^\circ\text{C}$ и нормальном давлении, средняя температура июля в г. Москве $>0^\circ\text{C}$ и т. п.). Событие,

которое не может произойти в результате данного опыта, называется невозможным и обозначается \emptyset (например, T воздуха в тропосфере $>100^\circ\text{C}$ и т. п.). Случайное событие не невозможно и не достоверно. Всевозможные исходы опыта (случайные события) могут быть простыми (неразложимыми) или сложными, состоящими из нескольких событий. Непосредственный результат опыта называется элементарным событием. Какое-либо событие может состоять из нескольких элементарных событий (при измерении температура воздуха оказалась равной 10°C — элементарное событие, температура воздуха оказалась выше 10°C — составное событие).

Суммой или объединением событий A и B (обозначается $A+B$ или $A \cup B$) называется событие C , которое состоит в том, что происходит хотя бы одно из двух событий A или B .

Произведением или пересечением событий A и B (обозначается $A \cdot B$ или $A \cap B$) называется такое событие C , которое состоит в том, что происходят одновременно события и A и B .

Пусть событие A состоит в том, что температура воздуха заключена в интервале от 0 до 10°C , а событие B — в том, что температура заключена в интервале от 5 до 15°C . Тогда сумма событий ($A+B$) состоит в том, что температура заключена в интервале от 0 до 15°C , а пересечение в том, что она попадает в интервал от 5 до 10°C .

Дополнением к событию A или событием противоположным называется событие \bar{A} , состоящее в том, что A не происходит. \bar{A} включает все элементарные события, не входящие в A ($A: \{t < 10^\circ\text{C}\}$; $\bar{A}: \{t \geq 10^\circ\text{C}\}$). Хотя исход отдельных опытов может быть различен и не предсказуем, но при многократном повторении опыта частота одних и тех же событий стабилизируется около некоторого постоянного значения, которое и принимается за вероятность события (A). Эта величина, как предел частоты, всегда заключена в интервале от 0 до 1 . Вероятности невозможного и достоверного события равны соответственно 0 и 1 ; ($P(\emptyset)=0$; $P(\Omega)=1$). На практике оценкой вероятности события A является относительная частота (повторяемость) его появления в n наблюдениях. Чем больше число наблюдений n , тем ближе частоты к вероятности. Практически вероятность отождествляется с относительной повторяемостью тех или иных метеорологических явлений при достаточно большом числе наблюдений n . Вероятность суммы несовместных событий (событий, которые не могут произойти одновременно $P(AB)=0$) равна сумме вероятностей этих событий

$$P(A+B) = P(A) + P(B).$$

Для любых событий A и B соответствующая вероятность равна

$$P(A+B) = P(A) + P(B) - P(AB).$$

Например, относительное число наблюдений, для которых температура оказалась в интервале ($0 \leq t^\circ\text{C} \leq 10$), равно сумме соот-

ветствующего числа для непересекающихся интервалов ($0 \leq t^{\circ}\text{C} \leq 5$) и ($5 \leq t^{\circ}\text{C} \leq 10$), а для пересекающихся интервалов, например ($0 \leq t^{\circ}\text{C} \leq 7$) и ($5 \leq t^{\circ}\text{C} \leq 10$) надо вычесть из такой суммы относительное число наблюдений, при которых температура оказалась в общей области этих интервалов, т. е. от 5 до 7 $^{\circ}\text{C}$.

Условной вероятностью события A при условии B ($P(A/B)$) называется вероятность появления события A при условии, что имеет место событие B . Например, пусть событие A — выпадение дождя в некотором пункте, а событие B — падение давления, тогда $P(A/B)$ будет вероятность выпадения дождя при условии, что имеет место падение давления. В данном примере ясно, что условная вероятность $P(A/B)$ будет больше безусловной вероятности $P(A)$:

$$P(A/B) > P(A).$$

Чтобы оценить условную вероятность $P(A/B)$ по данным наблюдений, надо полученное из имеющегося архива число случаев $n(AB)$, когда наблюдался одновременно и дождь, и падение давления, разделить на число случаев с падением давления $n(B)$

$$P(A/B) = \frac{n(AB)}{n(B)}.$$

Разделив числитель и знаменатель на общее число наблюдений, получим

$$P(A/B) = \frac{n(AB)}{n(B)} = \frac{n(AB)n}{n \cdot n(B)} = \frac{P(AB)}{P(B)}. \quad (18.1.1)$$

Отсюда вероятность произведения событий равна:

$$P(AB) = P(A/B) P(B).$$

Если события A и B являются взаимно независимыми, то условная вероятность события A равна его безусловной вероятности, т. е. $P(A/B) = P(A)$. В случае же взаимной зависимости событий $P(A/B) \neq P(A)$, например, выпадение дождя в некоторый день (событие A) и в день, предшествующий ему (событие B), будут зависимыми событиями в силу метеорологической инерции и здесь $P(A/B) > P(A)$. Но если в качестве события B взять выпадение дождя год назад, то, очевидно, события A и B независимы и $P(A/B) = P(A)$. То же можно сказать относительно погоды на двух близко расположенных станциях (зависимые события) и удаленных (независимые события).

Независимость событий означает, что они не несут никакой информации друг о друге. Вероятность произведения независимых событий равна произведению вероятностей:

$$P(AB) = P(A) \cdot P(B).$$

Если символом Φ обозначить некоторое явление погоды, а символом Π — текст прогноза этого явления, то эффективность прогноза

будет определяться тем, насколько вероятность $P(\Phi/\Pi)$ больше $P(\Phi)$, где $P(\Phi)$ — климатическая вероятность явлений Φ . Для оценки связи событий Φ и Π используется качественный коэффициент корреляции (связи) равный:

$$\rho(\Phi, \Pi) = \sqrt{[P(\Phi/\Pi) - P(\Phi/\bar{\Pi})][P(\Pi/\Phi) - P(\Pi/\bar{\Phi})]}. \quad (18.1.2)$$

Заменив условные вероятности по формулам (18.1.1), получаем выражение для коэффициента связи

$$\rho(\Phi, \Pi) = \frac{P(\Phi, \Pi) - P(\Phi)P(\Pi)}{\sqrt{P(\Phi)P(\bar{\Phi})P(\Pi)P(\bar{\Pi})}}. \quad (18.1.3)$$

Если Φ и Π независимы, то $\rho(\Phi, \Pi) = 0$, если Φ и Π совпадают, то $\rho = 1$, так как $P(\Phi, \Pi) = P(\Phi) = P(\Pi)$. Если события Φ и Π противоположны, т. е. $P(\Phi) = P(\bar{\Pi})$, то $\rho = -1$.

Рассмотрим следующий пример. В Москве в июле по климатическим данным наблюдается: число дней с осадками ($R > 0,1$ мм) — 15,7, число дней (n_2) с грозами — 7,0, число дней с «сухими грозами» n_3 — 1,2. Общее число дней в июле $n = 31$. Пусть требуется определить: а) условную вероятность $P(\Gamma/\Delta)$ грозы с дождем; б) коэффициент корреляции $\rho(\Gamma, \Delta)$ между явлениями грозы и дождя.

Прежде всего вычисляем безусловные вероятности дождя $P(\Delta)$ и грозы $P(\Gamma)$ в июле по формулам $P(\Delta) = \frac{n_1}{n}$; $P(\Gamma) = \frac{n_2}{n}$:

$$P(\Delta) = \frac{15,7}{31} \approx 0,5; \quad P(\Gamma) = \frac{7}{31} \approx 0,22,$$

$P(\bar{\Delta}, \Gamma)$ — вероятность отсутствия дождя при грозе, т. е. безусловная вероятность «сухих гроз» в июле

$$P(\bar{\Delta}, \Gamma) = \frac{1,2}{31} \approx 0,04.$$

Тогда

$$P(\Delta, \Gamma) = P(\Gamma) - P(\bar{\Delta}, \Gamma) = 0,22 - 0,04 = 0,18.$$

Отсюда получаем ответы на поставленные вопросы: а) условная вероятность грозы с дождем

$$P(\Gamma/\Delta) = \frac{P(\Delta, \Gamma)}{P(\Delta)} = \frac{0,18}{0,50} \approx 0,36;$$

б) коэффициент корреляции между явлениями грозы и дождя

$$\rho(\Delta, \Gamma) = \frac{0,18 - 0,5 \cdot 0,22}{0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,22 \cdot 0,78} = \frac{0,07}{0,5 \cdot 0,4} \approx 0,35.$$

Вероятностный прогноз явления A (предсказуемого) можно рассматривать, как нахождение условных вероятностей $P(A/B)$ по явлению B (предсказателю). Отличие $P(A/B)$ от $P(A)$ (климатической повторяемости явления) служит мерой качества прогноза. Прогнозы в вероятностной форме обладают тем преимуществом перед категорическими прогнозами, что включают информацию о степени надежности прогноза. Эта информация может быть использована потребителем при принятии оптимального решения.

Определение и некоторые числовые характеристики случайной величины

Каждому элементарному событию или исходу опыта можно поставить в соответствие некоторое число, которое называется случайной величиной. В некоторых случаях результаты опыта сами непосредственно выражаются числами, изменяющимися случайным образом от одного опыта к другому: например непосредственные результаты измерения значения метеоэлемента (температура, количество осадков), результаты подсчетов и оценок тех или иных параметров (число дней с дождем, месячная сумма осадков, число дней с температурой выше заданного значения и т. п.). В случаях, когда элементарное событие состоит в наличии или отсутствии некоторого явления, соответствующим событиям можно поставить в соответствие числа 1 (наличие) и 0 (отсутствие явления); при разделении области значений метеоэлемента на три класса (выше нормы, норма и ниже нормы) можно взять числа 1, 0, -1 .

Если разделить интервал изменения метеорологической величины на градации, то попаданию в данную градацию можно поставить в соответствие либо номер градации, либо середину соответствующего интервала. Случайные величины бывают дискретные (число значений конечное или счетное) и непрерывные (значения заполняют сплошь некоторый промежуток). В случае дискретной случайной величины она задается таблицей, в которой указаны все значения случайной величины (x_i) и их вероятности (p_i), т. е. законом распределения.

Закон распределения дискретных случайных величин

ξ	x_1	x_2	x_i	x_n
p	p_1	p_2	p_i	p_n

Сумма всех вероятностей p_i всегда равна 1 ($\sum p_i = 1$), так как сумма соответствующих элементарных событий есть достоверное событие (одно из элементарных событий обязательно осуществляется).

Математическим ожиданием дискретной случайной величины называется сумма произведений ее значений на их вероятности

$$M\xi = \sum x_i p_i. \quad (18.1.4)$$

В частном случае, когда вероятности всех значений одинаковы и равны $\frac{1}{n}$ ($p_i = \frac{1}{n}$), математическое ожидание совпадает с арифметическим средним $M\xi = \frac{1}{n} \sum x_i = \bar{x}$. В метеорологии наиболее часто используется арифметическое среднее (или норма) метеорологической величины (\bar{T} , \bar{P} , \bar{H} и т. п.). В некоторых случаях используется взвешенное среднее, т. е. значениями считаются середины интервалов, на которые разбита вся область изменения метеорологической величины, а вероятности подсчитываются как отношение числа наблюдений, попавших на заданный интервал к общему числу наблюдений ($p_i = \frac{n_i}{N}$). Тогда математическое ожидание $M\xi = \sum x_i p_i = \sum x_i n_i / N$ есть весовое среднее, где вес $p_i = \frac{n_i}{N}$ и $\sum p_i = 1$.

Дисперсией случайной величины называется математическое ожидание квадрата отклонения от математического ожидания:

$$D\xi = M(\xi - M\xi)^2. \quad (18.1.5)$$

Среднеквадратическое отклонение $\sigma = \sqrt{D\xi}$ характеризует средний разброс случайной величины относительно математического ожидания. Дисперсия всегда неотрицательна $D\xi \geq 0$; $D\xi = 0$ только в случае, когда $\xi = \text{const}$. Если все значения случайной величины ξ равновероятны, то дисперсия равна:

$$D\xi = \frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})^2.$$

Математическое ожидание суммы (разности) случайных величин равно соответственно сумме (или разности) их математических ожиданий

$$M(\xi \pm \eta) = M\xi \pm M\eta.$$

Математическое ожидание произведения случайных величин равно произведению их математических ожиданий только для независимых случайных величин.

Дисперсия как суммы, так и разности независимых случайных величин равна сумме дисперсий. Действительно:

$$\begin{aligned} D(\xi \pm \eta) &= M[(\xi - M\xi) \pm (\eta - M\eta)]^2 = \\ &= D\xi + D\eta \pm 2M[(\xi - M\xi)(\eta - M\eta)]. \end{aligned}$$

Для независимых случайных величин:

$$M[(\xi - M\xi)(\eta - M\eta)] = M(\xi - M\xi) M(\eta - M\eta) = 0.$$

Величина $M[(\xi - M\xi)(\eta - M\eta)]$ называется ковариацией двух случайных величин ($\text{cov}(\xi, \eta)$) и характеризует степень связи между ними.

$\text{cov}(\xi, \eta)$ для независимых случайных величин равна нулю и тем больше по величине, чем больше связность величин ξ и η . Знак ковариации указывает на характер связи: прямая $\text{cov}(\xi, \eta) > 0$ или обратная $\text{cov}(\xi, \eta) < 0$.

$\text{cov}(\xi, \eta)$ имеет размерность и зависит от разброса случайных величин. Чтобы получить безразмерную величину, характеризующую только тесноту связи, следует разделить $\text{cov}(\xi, \eta)$ на произведение $\sigma_\xi \sigma_\eta$. Полученная безразмерная величина называется коэффициентом корреляции.

$$r_{\xi, \eta} = \frac{\text{cov}(\xi, \eta)}{\sigma_\xi \sigma_\eta} = \frac{M[(\xi - M\xi)(\eta - M\eta)]}{\sqrt{M(\xi - M\xi)^2 M(\eta - M\eta)^2}}.$$

Расчет коэффициента корреляции по данным наблюдений x_i и y_i можно производить по формуле

$$r_{xy} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}}. \quad (18.1.6)$$

Коэффициент корреляции изменяется в пределах $-1 \leq r \leq 1$, т. е. $|r| \leq 1$: он равен ± 1 только в случае линейной функциональной зависимости между ξ и η и равен 0 при независимости.

Непрерывная случайная величина не может быть описана законом распределения, так как невозможно перечислить все значения. Для ее описания пользуются функцией распределения $F(x)$. Функцией распределения случайной величины ξ ($F_\xi(x)$) называется вероятность того, что случайная величина ξ меньше x (x — любое действительное число); функция распределения применима для описания как непрерывных, так и дискретных случайных величин.

Математическое ожидание непрерывной случайной величины выражается следующим образом:

$$M\xi = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx = \int_{-\infty}^{\infty} x dF(x), \quad (18.1.7)$$

а дисперсия есть

$$D\xi = \int_{-\infty}^{\infty} (x - M\xi)^2 f(x) dx = \int_{-\infty}^{\infty} (x - M\xi)^2 dF(x). \quad (18.1.8)$$

Величина $F(x)$ не убывает, заключена в пределах $0 \leq F(x) \leq 1$ и $F(-\infty) = 0$, а $F(\infty) = 1$. Вероятность попадания на любой отрезок (a, b) равна разности $F(b) - F(a)$. Производная функции

распределения по x называется плотностью распределения $f(x) = F'(x)$. Плотность распределения неотрицательна, вероятность попадания на отрезок

$$P\{a \leq \xi < b\} = \int_a^b f(x) dx, \quad \text{а} \quad \int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx = 1 \quad (18.1.9)$$

(как вероятность достоверного события $P\{-\infty < \xi < \infty\}$).

Примером непрерывных распределений являются равномерное и нормальное распределение. Принято считать, что случайная величина имеет равномерное распределение на отрезке (a, b) , если вероятность попадания на любой отрезок (a, x) пропорциональна

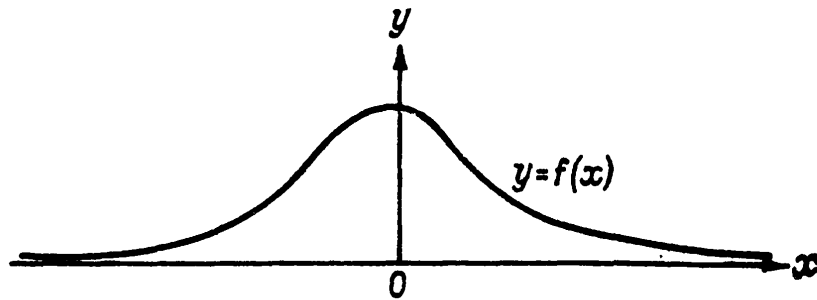


Рис. 18.1.1. Кривая плотности нормального распределения.

длине отрезка. Функция распределения $F(x) = \frac{x-a}{b-a}$, а плотность $f(x) = \frac{1}{b-a}$ (постоянна).

Нормально распределенной случайной величиной называется случайная величина, функция распределения которой имеет вид

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(z-a)^2}{2\sigma^2}} dz,$$

а плотность равна

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}}, \quad (18.1.10)$$

где параметр a есть математическое ожидание случайной величины $M\xi$, а σ^2 — ее дисперсия.

График плотности нормального распределения при $a=0$, $\sigma=1$ изображен на рис. 18.1.1. Кривая плотности симметрична относительно оси Oy с максимумом в точке $a=0$; при $x \rightarrow \pm\infty$ кривая асимптотически стремится к нулю. В точках $x = \pm\sigma$ кривая имеет точку перегиба. Площадь фигуры между графиком плотности и осью Ox всегда равна 1 (в силу (18.1.9)).

Наряду с математическим ожиданием используются и другие характеристики положения: мода и медиана.

Модой (M_o) дискретной случайной величины называется ее наиболее вероятное значение. Для непрерывной случайной величины мода есть такое ее значение, при котором плотность $f(x)$ достигает максимума.

Медианой (Me) называется значение случайной величины, в которой функция распределения $F(x) = 0,5$.

Вообще говоря, характеристики положения не совпадают друг с другом. Например, среднее значение среднесуточных температур в январе в г. Москве примерно равно -10°C , а наиболее вероятных значений два, примерно -5 и -15°C (двугорбое распределение).

Для нормального распределения математическое ожидание (среднее), мода и медиана совпадают.

Моментом k -го порядка случайной величины ξ относительно точки c называется

$$a_k(c) = M(\xi - c)^k,$$

при $c=0$ получаем начальные моменты, при $c=M\xi$ — центральные.

Асимметрией называется отношение центрального момента третьего порядка к кубу среднего квадратического отклонения:

$$As = \frac{M(\xi - M\xi)^3}{\sigma^3}. \quad (18.1.11)$$

При положительной асимметрии мода распределения оказывается больше математического ожидания, при отрицательной — меньше.

Эксцессом называется величина

$$Ex = \frac{M(\xi - M\xi)^4}{\sigma^4} - 3. \quad (18.1.12)$$

Эксцесс показывает крутость кривой плотности распределения, если эксцесс больше нуля, то кривая имеет более острую и высокую вершину, чем нормальная; при отрицательном эксцессе — более низкую и плоскую.

Для нормального распределения и асимметрия, и эксцесс равны нулю. Поэтому величины асимметрии и эксцесса служат показателем отличия распределения от нормального. Величины асимметрии и эксцесса для метеорологических элементов обычно заключены в пределах от -2 до $+2$.

Элементарному событию или исходу опыта могут соответствовать несколько чисел или вектор, который является *случайным вектором*.

Примером случайного вектора может служить совокупность значений метеорологического элемента, заданных в k пунктах в n моментов времени (например, ежедневные данные давления в 3 ч в 20 пунктах в течение июня месяца). Здесь число элементарных событий n равно числу дней (30), а размерность вектора — числу пунктов ($k=20$).

Случайный вектор может быть представлен в виде прямоугольной таблицы (матрицы), в которой каждый элемент занимает

определенное место; номер строки соответствует номеру станции, а номер столбца — дате:

$$x = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & \dots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & \dots & x_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ x_{k1} & x_{k2} & \dots & \dots & x_{kn} \end{pmatrix}.$$

Случайный вектор описывается вектором математических ожиданий, компоненты которого есть математические ожидания в каждой точке:

$$M\xi = (M\xi_1, M\xi_2, \dots, M\xi_k).$$

По данным наблюдений вектор $M\xi$ оценивается вектором средних значений

$$\bar{x} = (\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_k),$$

где

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{ij}.$$

Аналогом дисперсии служит совокупность ковариаций компонент вектора друг с другом, которые располагаются в виде таблицы. В ней строчка представляет ковариации соответствующих компонент со всеми остальными, в том числе и с самой собой, т. е. дисперсию. Такая таблица называется ковариационной матрицей. На диагонали матрицы находятся дисперсии, а вне диагонали — ковариации.

$$S = \begin{pmatrix} D\xi_1 & \text{cov } \xi_1\xi_2 & \dots & \dots & \text{cov } \xi_1\xi_k \\ \text{cov } \xi_2\xi_1 & D\xi_2 & \dots & \dots & \text{cov } \xi_2\xi_k \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \text{cov } \xi_k\xi_1 & \text{cov } \xi_k\xi_2 & \dots & \dots & D\xi_k \end{pmatrix}. \quad (18.1.13)$$

Ковариационная матрица — квадратная и симметричная, поскольку ковариации одних и тех же компонент равны между собой $\text{cov } \xi_i\xi_j = \text{cov } \xi_j\xi_i$. Определитель ковариационной матрицы (см. п. 18.2) любого порядка больше или равен нулю. Равенство нулю определителя возможно только в случае линейной функциональной зависимости между данными наблюдений, что практически исключено, так что можно считать $|S| > 0$. Однако определитель может оказаться близким к нулю, если компоненты случайного

вектора сильно коррелированы между собой. В таких случаях говорят, что матрица плохо обусловлена. Это приводит к большим вычислительным ошибкам при определении некоторых параметров.

18.2. Регрессионный анализ

Простая линейная регрессия

Одна из практических задач математической статистики состоит в том, чтобы наилучшим образом выразить одну группу случайных переменных через другую группу и определить степень зависимости между этими группами.

Нетрудно понять метеорологическое значение подобных задач. Они возникают всегда, когда предпринимается попытка получить на основе анализа данных наблюдений количественное выражение связи между значением некоторой метеорологической величины и значениями других величин и оценить степень достоверности этой связи.

Рассмотрим простейшую задачу, когда в данной группе наблюдений одну переменную (y) требуется выразить через другую (x) посредством линейного соотношения. Требуется найти постоянные a и b в выражении

$$\hat{y} = ax + b, \quad (18.2.1)$$

так, чтобы \hat{y} наилучшим образом определило данную переменную.

На практике мы всегда имеем дело с выборками конечного объема. Пусть объем выборки будет N . Это значит, что нам даны N пар значений переменных x и y . Тогда по образцу уравнения (18.2.1) мы можем составить N условных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} y_1 &= ax_1 + b \\ y_2 &= ax_2 + b \\ &\dots \dots \dots \\ y_N &= ax_N + b \end{aligned} \right\}. \quad (18.2.2)$$

Практически x_1, x_2, \dots, x_N — это полученные в результате различных наблюдений значения некоторой метеорологической величины x , а y_1, y_2, \dots, y_N — значения другой метеорологической величины y . Задача состоит в том, чтобы определить количественную связь между величинами y и x . Любое из приведенных равенств (18.2.2), вообще говоря, не выполняется вполне точно. Неизвестные постоянные a и b мы определим так, чтобы ошибки этих уравнений были наименьшими. Согласно принципу наименьших квадратов, потребуем, чтобы сумма квадратов остатков

$$\Delta y_i = y_i - ax_i - b \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

имела наименьшее значение, т. е. чтобы

$$\sum_{i=1}^N \Delta y_i^2 = \sum_{i=1}^N (y_i - ax_i - b)^2 = \min. \quad (18.2.3)$$

Выражение (18.2.3) есть функция неизвестных параметров a и b . Чтобы значение суммы (18.2.3) в зависимости от a и b достигло минимума, эти параметры нужно определить из системы уравнений, которая получается путем приравнивания к нулю частных производных по переменным a и b от суммы (18.2.3). Действительно, условием минимума величины $\sum_{i=1}^N (y_i - ax_i - b)^2$ является обращение в нуль частных производных от этого выражения по переменным a и b .

Выполняя указанные действия, мы получаем для определения параметров a и b систему из двух уравнений:

$$\left. \begin{aligned} a \sum_{i=1}^N x_i + b &= \sum_{i=1}^N y_i \\ a \sum_{i=1}^N x_i^2 + b \sum_{i=1}^N x_i &= \sum_{i=1}^N x_i y_i \end{aligned} \right\},$$

где суммы берутся по всем членам выборки.

Решая эти уравнения относительно неизвестных a и b , находим:

$$\left. \begin{aligned} a &= \frac{\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}}{\overline{x^2} - (\bar{x})^2} = \frac{m_{12}}{\sigma_x^2} \\ b &= \bar{y} - a\bar{x} = \bar{y} - \frac{m_{12}}{\sigma_x^2} \bar{x} \end{aligned} \right\}, \quad (18.2.4)$$

где черта сверху есть знак осреднения. В нашем случае это будет операция суммирования и последующего деления на N (число членов выборки):

$$\overline{xy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i y_i; \quad \bar{x}_2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2; \quad \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i.$$

Величина $m_{12} = \overline{xy} - \bar{x}\bar{y} = \text{cov}(x, y)$ называется смешанным моментом второго порядка совместного распределения двух переменных x и y : при $x=y$ $m_{12}=m_{11}=\sigma_x^2$.

Внося выражения (18.2.4) в уравнение (18.2.1), получаем

$$\hat{y} = \bar{y} + \frac{m_{12}}{\sigma_x^2} (x - \bar{x}) = \bar{y} \frac{r\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}). \quad (18.2.5)$$

Это равенство называется уравнением регрессии переменной y по переменной x .

Уравнение регрессии x по y имеет вид

$$\hat{x} = \bar{x} + \frac{m_{12}}{\sigma_y^2} (y - \bar{y}) = \bar{x} + \frac{r\sigma_x}{\sigma_y} (y - \bar{y}). \quad (18.2.6)$$

Заметим, что это уравнение не совпадает с уравнением (18.2.5).

Заметим, что при $r=0$ линейное приближение одной переменной через другую, как это видно по уравнениям (18.2.5) и (18.2.6), совершенно безуспешно (при этом $m_{12}=0$). С другой стороны, если $y=x$ или $y=-x$, то легко видеть, что $r=1$ или $r=-1$ соответственно.

Можно получить другую форму коэффициента корреляции. Для этого найдем дисперсию переменной y , определяемой уравнением (18.2.5). Очевидно, будем иметь

$$\hat{\sigma}_y^2 = \sigma_y^2 = \overline{(\hat{y})^2} - (\hat{y})^2 = \left(\frac{m_{12}}{\sigma_x^2} \right)^2 \sigma_x^2 = \frac{m_{12}^2}{\sigma_x^2}$$

(соответствующие выкладки мы опускаем).

Введя эту величину в выражение (18.1.6), получим

$$r^2 = \frac{\hat{\sigma}_y^2}{\sigma_y^2}.$$

Еще одно выражение коэффициента корреляции получим, если возьмем дисперсию остатка $\eta = y - \hat{y}$. Замечая, что $\sigma_\eta^2 = \sigma_y^2 - \hat{\sigma}_y^2$, получаем

$$r^2 = 1 - \frac{\sigma_\eta^2}{\sigma_y^2}.$$

Во многих случаях на практике бывает выгодно использовать весьма упрощенное выражение для коэффициентов корреляции. Рассмотрим выражение (18.1.6) и будем считать, что все отклонения $(x - \bar{x})$ и $(y - \bar{y})$ от средних независимо от их абсолютной величины равны либо $+1$, либо -1 в зависимости только от их знака. Тогда, очевидно, будет:

$$\begin{aligned} \sum (x - \bar{x})^2 &= \sum (y - \bar{y})^2 = N, \\ \sum (x - \bar{x})(y - \bar{y}) &= N_+ - N_-, \end{aligned}$$

где N_+ — число пар выборки, в которых знаки отклонений $(x - \bar{x})$ и $(y - \bar{y})$ совпадают, а N_- — число пар, в которых знаки этих отклонений не совпадают; общее число элементов выборки по-прежнему обозначено через N , причем $N_+ + N_- = N$. Внося эти выражения в формулу (18.1.6), получаем следующее выражение для коэффициента связи ρ :

$$\rho = \frac{N_+ - N_-}{N_+ + N_-}. \quad (18.2.7)$$

Таблица коэффициентов при неизвестных a_1, a_2, \dots, a_n этой системы — матрица этой системы — будет иметь вид

$$M = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & m_{12} & m_{13} & \dots & m_{1n} \\ m_{21}\sigma_2^2 & m_{23} & \dots & m_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ m_{n1}m_{n2}m_{n3} & \dots & \sigma_n^2 \end{pmatrix}. \quad (18.2.10)$$

Матрица M есть ковариационная матрица предсказателей.

Можно решать эту систему способом последовательного исключения неизвестных. Системы линейных уравнений с двумя или тремя неизвестными решаются очень легко. Решение систем уравнений с числом неизвестных более 10 практически невозможно для ручного счета. Такие решения обычно производятся на ЭВМ с помощью стандартных программ.

На практике почти для всех прогностических задач придется по несколько раз решать одну и ту же систему уравнений вида (18.2.9), но каждый раз с различными значениями правых частей. Эта ситуация возникает всегда, когда имеется необходимость построить несколько уравнений регрессии (18.2.8) для опре-

деления различных предсказываемых величин \hat{y} при одном и том же наборе и одних и тех же численных значениях предсказателей x_1, x_2, \dots, x_n . Например, если x_1, x_2, \dots, x_n суть значения атмосферного давления в ряде пунктов в некоторый момент времени,

а \hat{y} — величина последующего изменения давления в некотором пункте, то при одних и тех же значениях x_1, x_2, \dots, x_n может быть построен ряд уравнений типа (18.2.8) для определения изменений давления в различных пунктах или на различные сроки.

Все эти уравнения регрессии будут отличаться смыслом величины \hat{y} . Отвечающие каждому из этих уравнений регрессии системы уравнений типа (18.2.9) будут различаться численными значениями правых частей и, конечно, искомыми значениями коэффициентов регрессии a_i . Однако матрица (18.2.10) левых частей для всех этих систем будет одна и та же. Это обстоятельство в известной мере определяет рациональный порядок численного решения подобных задач. Именно вместо того, чтобы каждый раз решать системы уравнений (18.2.9) порознь, очень выгодно применить матричный способ решения и найти обратную матрицу для матрицы (18.2.10) системы (18.2.9).

Напомним некоторые элементы теории матриц. Матрицы, как и обычные числа, могут складываться, причем в результате получается матрица, элементы которой являются суммами соответствующих элементов слагаемых. Операция умножения матрицы на некоторое постоянное число λ приводит к матрице, все элементы которой увеличены в λ раз.

Рассмотрим более подробно операцию умножения матрицы на матрицу. Пусть даны две матрицы A и B (не обязательно квадратные):

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1k} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mk} \end{pmatrix}, \quad B = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1n} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{k1} & b_{k2} & \dots & b_{kn} \end{pmatrix}.$$

Тогда, если число столбцов матрицы A равно числу строк матрицы B , произведение этих матриц AB будет равно матрице C , элементы которой определяются формулой

$$c_{ij} = \sum_{\mu=1}^k a_{i\mu} b_{\mu j},$$

т. е. некоторый элемент матрицы произведения c_{ij} равен сумме произведений элементов i -й строки первого сомножителя на элементы j -го столбца второго сомножителя. В результате мы получаем матрицу C с числом строк первого сомножителя и числом столбцов второго сомножителя. Из этого определения видно, что операция умножения матриц вообще не перестановочна (не коммутативна), т. е. вообще $AB \neq BA$. Более того, операция умножения не всегда выполнима. Для выполнимости операции умножения необходимо (как это следует из самого определения операции умножения), чтобы число столбцов первого сомножителя было равно числу строк второго.

Частные случаи матриц представляют матрица-столбец, т. е. матрица, содержащая лишь один столбец, и матрица-строка, т. е. матрица, содержащая лишь одну строку. В результате умножения по указанному выше правилу (любой) матрицы на матрицу-столбец получается снова матрица-столбец.

Введя матрицы-столбцы

$$A = \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} \quad \text{и} \quad Q = \begin{pmatrix} m_{01} \\ m_{02} \\ \vdots \\ m_{0n} \end{pmatrix},$$

мы запишем систему уравнений (18.2.9) в матричном виде:

$$MA = Q, \quad (18.2.11)$$

где A есть матрица-столбец с неизвестными элементами (a_1, a_2, \dots, a_n) . Нетрудно проверить, что в результате перемножения

матриц M и A по приведенному правилу будет получена матрица, элементы которой равны слагаемым в левой части (18.2.9).

Для всякой квадратной матрицы, определитель которой не равен нулю (в частности, для корреляционной матрицы M), можно ввести понятие обратной матрицы M^{-1} , определив ее равенствами

$$MM^{-1} = M^{-1} \cdot M = E,$$

где E — единичная матрица, т. е. матрица, все элементы которой равны нулю, за исключением элементов главной диагонали, равных единице,

$$E = \begin{Bmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{Bmatrix}.$$

Из самого способа построения обратной матрицы вытекает, что для всякой матрицы, определитель которой не равен нулю, существует только одна обратная матрица. Заметим, что для симметричной матрицы обратная матрица также симметрична.

Если обратная матрица M^{-1} известна, то решение матричного уравнения (18.2.11) находится очень просто. Умножив слева обе части этого уравнения на M^{-1} , получим

$$A = M^{-1}Q. \quad (18.2.12)$$

Это равенство и решает задачу отыскания уравнения регрессии (18.2.8).

Дадим еще выражение для уравнения регрессии (18.2.8) в матричной форме. Для этого наряду с некоторой данной матрицей C рассмотрим другую матрицу C^* , столбцы которой образованы из строк первоначальной матрицы C (а строки C^* образованы из столбцов C). Матрица C^* называется транспонированной по отношению к матрице C . Легко заметить, что повторное транспонирование матрицы C^* приводит снова к матрице C . Укажем еще правило транспонирования произведения: $(CD)^* = D^*C^*$. Для симметричной матрицы $K = K^*$ транспонированная матрица равна исходной.

Уравнение регрессии (18.2.8) в матричном виде мы запишем так: $\hat{y} = A^*X$, где A есть матрица-строка, а X матрица-столбец, состоящая из переменных x_1, x_2, \dots, x_n . Учитывая выражение (18.2.12), получаем

$$\hat{y} = Q^*M^{-1}X = Q^*KX, \quad (18.2.13)$$

где $K = M^{-1}$.

Степень связи y с x_1, x_2, \dots, x_n или степень приближения y посредством \hat{y} , определяемого уравнением (18.2.8) или (18.2.13),

мы будем характеризовать посредством коэффициента корреляции между y и \hat{y} . Так же как и в формуле (18.2.7), имеем

$$R^2 = \frac{\hat{\sigma}_y^2}{\sigma_y^2},$$

или, замечая, что $\sigma_\eta^2 = \sigma_y^2 - \hat{\sigma}_y^2$,

$$R^2 = 1 - \frac{\sigma_\eta^2}{\sigma_y^2}. \quad (18.2.14)$$

Коэффициент R обычно называют сводным коэффициентом корреляции или коэффициентом множественной корреляции.

Для расчета сводного коэффициента корреляции можно использовать равенство

$$\hat{\sigma}_y^2 = a_1 m_{01} + a_2 m_{02} + \dots + a_n m_{0n}, \quad (18.2.15)$$

которое получается путем осреднения уравнения регрессии (18.2.8), умноженного на y .

Выборка, оценка параметров

В результате испытаний на практике мы всегда получаем некоторую ограниченную совокупность данных — выборку из некоторой гипотетической бесконечной (иногда говорят генеральной) совокупности.

Выборка состоит из конечного числа реализаций случайной величины (или нескольких величин, рассматриваемых одновременно). Поэтому все параметры (среднее, дисперсия, коэффициент корреляции и др.), которые мы получаем из выборки, только приближенно характеризуют параметры генеральной совокупности. Параметры, полученные из данных выборки, называются выборочными или оценками.

Нужно всегда помнить, что оценка любого параметра по выборке (среднее, дисперсия, коэффициент корреляции) дает только случайную величину, изменяющуюся от выборки к выборке. Поэтому после проведенных расчетов всегда рекомендуется произвести проверку статистической достоверности полученных результатов (подробнее о таких проверках см. в специальных руководствах по статистике).

Всегда нужно иметь в виду, что если выбор предсказателей не основан на физических соображениях, то мы рискуем получить так называемую ложную корреляцию. Это особенно проявляется для тех метеорологических величин, значения которых образуют связанные ряды.

В качестве примера рассмотрим прогноз средней суточной температуры T в Москве для января. В качестве предсказателей выбо-

рем следующие величины: x_1 — среднюю суточную температуру исходного дня, x_2 — давление воздуха в утренний срок наблюдений, x_3 — направление ветра в тот же срок. Все эти данные взяты только для января. Направление ветра оценивается в условной шкале:

Направление . . . ЮЗ	Ю	З	СЗ	Штиль	ЮВ	В	С	СВ
Баллы 4	3	2	1	0	—1	—2	—3	—4

По этим данным составим матрицу коэффициентов системы уравнений. Коэффициентами указанной системы являются величины m_{ij} (ковариации), равные суммам произведений соответствующих переменных, взятых в виде отклонений от средних:

$$m_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j),$$

где $N=31$ — объем выборки. Значения этих коэффициентов приведены в следующей таблице:

	x_1	x_2	x_3	x_0
x_1	29,80	8,29	4,37	23,92
x_2	8,29	71,66	—3,15	22,88
x_3	4,37	—3,15	5,05	4,92

Здесь через x_0 обозначена прогнозируемая температура t ; числа в последнем столбце таблицы соответствуют значениям правых частей уравнений (18.2.9). Первые три столбца таблицы образуют симметричную матрицу — ковариационную матрицу предсказателей. Последний столбец соответствует вектору ковариаций предсказателей с предсказуемым — вектору Q .

Таким образом, для рассматриваемого примера уравнение имеет вид:

$$M = \begin{Bmatrix} 29,80 & 8,29 & 4,37 \\ 8,29 & 71,66 & -3,15 \\ 4,37 & -3,15 & 5,05 \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 23,92 \\ 22,82 \\ 4,92 \end{Bmatrix}.$$

Матрица, обратная ковариационной матрице предсказателей, будет:

$$M^{-1} = 10^2 \begin{Bmatrix} 4,115 & -0,651 & -3,967 \\ -0,651 & 1,538 & 1,522 \\ -3,967 & 1,522 & 24,183 \end{Bmatrix}.$$

Матрица M^{-1} тоже симметрична. Точность обращения матрицы рекомендуется проверить, т. е. проверить точность выполнения равенства $MM^{-1} = E$.

Далее, по формуле (18.2.12) определяем матрицу-столбец коэффициентов регрессии

$$A = M^{-1}Q = 10^{-2} \begin{Bmatrix} 4,115 & -0,651 & -3,967 \\ -0,651 & 1,538 & 1,522 \\ -3,967 & 1,522 & 24,183 \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} 23,92 \\ 22,82 \\ 4,92 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0,665 \\ 0,262 \\ 0,437 \end{Bmatrix}.$$

Отсюда получаем уравнение регрессии (прогностическое уравнение)

$$t - \bar{t} = 0,665 (x_1 - \bar{x}_1) + 0,262 (x_2 - \bar{x}_2) + 0,437 (x_3 - \bar{x}_3);$$

подставляя сюда численные значения средних величин \bar{t} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , \bar{x}_3 , имеем

$$t = -9,28 + 0,665 (x_1 + 8,67) + 0,262 (x_2 - 1017,87) + 0,437 (x_3 + 0,13).$$

Оценим достоверность полученного соотношения. Для вычисления сводного коэффициента корреляции определим сначала дисперсию величины \hat{y} . Согласно формуле (18.2.15), находим $\hat{\sigma}_y^2 = 0,665 \cdot 23,92 + 0,262 \cdot 22,88 + 0,437 \cdot 4,92 = 24,07$. Теперь по формуле (18.2.14) получаем:

$$R^2 = \frac{24,07}{30,28} = 0,794, \quad R = 0,891.$$

Полученное значение коэффициента корреляции достаточно высоко, поэтому можно было бы связь между предсказуемым и предсказателями признать хорошей. Однако этот результат следует считать малонадежным. Дело в том, что здесь мы использовали всего лишь 30 случаев (за один месяц), данные которых вследствие метеорологической инерции связаны между собой. Для получения более или менее надежных результатов надо иметь в распоряжении данные 50—100 независимых наблюдений, причем их должно быть тем больше, чем больше число используемых предсказателей. В математической статистике имеются критерии, позволяющие судить о значимости (иначе о надежности) найденного коэффициента корреляции по числу независимых наблюдений и числу использованных предсказателей. С некоторыми оговорками можно считать независимыми данные наблюдений, разделенные промежутками времени в среднем около шести-семи дней.

Как известно, число предсказателей не должно быть велико по сравнению с объемом выборки. Это правило носит название «табу» статистического прогноза. Действительно, хотя при учете большого числа факторов точность прогностической формулы на зависимой выборке повышается, при переходе к новой выборке (независимому материалу) качество такого прогноза резко ухудшится. В частности, когда число предсказателей точно равно объ-

ему выборки, уравнение регрессии становится точной формулой (система условных уравнений имеет единственное решение) и коэффициент множественной корреляции равен единице даже тогда, когда между предсказателями и предсказуемым нет никакой связи. Если число предсказателей не равно объему выборки, но все же достаточно велико по сравнению с ним, значение множественного коэффициента корреляции на зависимой выборке может оказаться существенно завышенным (ложная корреляция). Это завышение тем больше, чем больше отношение числа предсказателей к объему выборки. Эмпирически установлено, что оптимальным отношением числа предсказателей к объему выборки следует считать примерно $1/10$.

Согласно соотношению (18.2.14) дисперсия прогноза равна $\sigma_y^2 R^2$. Эта часть общей дисперсии предсказуемого носит название «объясненная дисперсия», поскольку она представляет собой ту часть общей дисперсии, которая объясняется с помощью уравнения регрессии, по данной системе предсказателей. Чем больше величина R^2 , тем больше отношение объясненной дисперсии к общей. В частном случае, при $R=0$ объясненная дисперсия также равна нулю, при $R=1$ вся дисперсия предсказуемого «объясняется» данной системой предсказателей и уравнение регрессии становится точным. Соответственно, дисперсия ошибки прогноза (среднеквадратическая ошибка прогноза) по уравнению регрессии равна

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sigma_y^2 (1 - R)^2.$$

Эта часть общей дисперсии предсказуемого называется остаточной дисперсией или дисперсией остатка от регрессии. Относительная среднеквадратическая ошибка равна:

$$\varepsilon^2 = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sigma_y^2} = 1 - R^2.$$

Остаточная дисперсия — та часть общей дисперсии предсказуемого, которая не может быть объяснена данным уравнением регрессии. Она равна нулю при $R=1$, т. е. при идеальном прогнозе, при $R=0$ остаточная дисперсия (среднеквадратическая ошибка прогноза) равна σ_y^2 , а $\varepsilon^2=1$, т. е. прогноз не лучше климатического. Поскольку дисперсия суммы двух случайных величин (прогноза и его ошибки) равна сумме дисперсий, то слагаемые некоррелированы между собой.

Следовательно, ошибка прогноза по уравнению регрессии (называемая его остатком от регрессии) некоррелирована с самим прогнозом, который есть линейная функция предсказателей, и, следовательно, остаток от регрессии некоррелирован с каждым предсказателем.

Прогноз любых метеорологических явлений или величин должен основываться на некоторых физических соображениях. Такие соображения должны лежать и в основе статистических прогнозов, а следовательно, в основе отбора предсказателей.

Однако физические соображения о причинных связях предсказываемого явления с предсказателями бывают довольно часто неопределенны. Поэтому для статистического прогноза из довольно большого числа возможных предсказателей отбираются лишь немногие наиболее значимые (информативные) предсказатели методами просеивания.

Корреляционный метод просеивания состоит в следующем. Пусть для прогноза некоторой величины y предварительно было намечено N предсказателей: x_1, x_2, \dots, x_N . Для этих величин строится корреляционная матрица. Предсказатель (x_m), имеющий наибольший коэффициент корреляции с предсказуемым (y), условно принимается за наиболее информативный предсказатель. Затем составляют $(N-1)$ уравнение множественной регрессии между y и двумя предсказателями: x_m и x_i ($i \neq m$). За второй информативный предсказатель принимается тот, при котором вместе с x_m получается наибольший сводный (множественный) коэффициент корреляции. Аналогично поступают дальше; при отыскании следующего по информативности предсказателя число составляемых уравнений регрессии уменьшается на 1, а число входящих в них предсказателей увеличивается на 1.

При этой процедуре приращение множественного коэффициента корреляции с каждым шагом обычно убывает и на некотором шаге станет незначимым (примерно 0,01—0,02). Дальнейшее прибавление числа предсказателей практически не улучшает качество прогноза и может даже его испортить, поскольку в силу взаимной связанности отобранных предсказателей уравнение регрессии станет неустойчивым.

Другая процедура просеивания основывается на использовании свойств частного коэффициента корреляции, который характеризует собой корреляцию между двумя случайными величинами, получающуюся после исключения влияния одной или нескольких остальных величин.

Если рассматриваются лишь три случайные переменные, то частный коэффициент корреляции между x_1 и x_2 , т. е. с исключением влияния на них величины x_3 , равен

$$r_{12 \cdot 3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{(1 - r_{13}^2)(1 - r_{23}^2)}}. \quad (18.2.16)$$

Здесь r_{12}, r_{13}, r_{23} — обычные парные коэффициенты корреляции.

Если рассматриваются четыре случайные переменные, то част-

ный коэффициент корреляции между x_1 и x_2 , т. е. при исключении влияния величин x_3 и x_4 , равен

$$r_{12.34} = \frac{r_{12.4} - r_{13.4} \cdot r_{23.4}}{\sqrt{1 - r_{13.4}^2} \cdot \sqrt{1 - r_{23.4}^2}}. \quad (18.2.17)$$

В двух последних формулах индекс после точки указывает номера исключенных переменных. В формуле (18.2.17) сначала исключается четвертая величина, а затем третья. В качестве одной из случайных величин x_1 , x_2 в формуле (18.2.16) или (18.2.17) может рассматриваться предсказуемая величина.

18.3. Дискриминантный анализ

С появлением мощных ЭВМ быстрое развитие получила отрасль кибернетики и математической статистики, которую сейчас принято называть теорией распознавания образов.

В метеорологии широкое применение нашло одно из направлений теории распознавания — дискриминантный анализ. К настоящему времени разработано множество алгоритмов, позволяющих распознавать объекты (классы, типы синоптических ситуаций или явлений, градации, фазы метеорологических элементов и т. д.) на основе предварительного обучения, т. е. когда на зависимом материале (в статистике говорят на обучающей выборке) известна принадлежность изучаемых объектов к одному из классов. Цель дискриминантного анализа заключается в выработке решающих правил, позволяющих с большой долей вероятности «угадывать», т. е. правильно классифицировать объект по его образу (характеристикам). В прогностических задачах характеристиками объектов, как правило, являются предшествующие им информативные значения метеорологических элементов (приземная температура воздуха, направление и скорость ветра на AT_{500} , точка росы на AT_{950} и т. д.). Характеристиками синоптических объектов могут быть не сами метеорологические величины, а их каноническое представление. Методика выбора наиболее информативных прогностических признаков на основе доступных измерений, являющаяся составной частью дискриминантного анализа, частично уже обсуждалась в п. 18.2.

В наиболее общем виде задача дискриминантного анализа формулируется следующим образом. Имеется совокупность m классов объектов $\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_m$ таких, что

$$\sum_{i=1}^m q_i = 1 \quad (18.3.1)$$

и при $i \neq j$

$$(\Pi_i \cdot \Pi_j) = 0. \quad (18.3.2)$$

Здесь $q_i = P(\Pi_i)$ — климатическая повторяемость (в статистике говорят априорная вероятность) Π_i -го класса.

Пусть для простоты изложения имеется только два класса объектов ($m=2$) Π_1 и Π_2 . Например, к классу Π_1 могут быть отнесены случаи выпадения осадков в течение суток, к классу Π_2 — дни без осадков, q_1 и q_2 рассчитываются на обучающей выборке или считаются известными из общих соображений.

Каждый объект характеризуется набором информативных признаков и представляется в виде k -мерного вектора—предсказателя

$$x = (x_{1i}, x_{2i}, \dots, x_{ki}).$$

Полагаются известными условные многомерные плотности распределения признаков $P_1(x)$ и $P_2(x)$, где $P_i(x) = P(x/\Pi_i)$.

В процессе обучения вырабатываются правила построения дискриминантной функции $D(x)$, позволяющие достаточно надежно классифицировать любой из n объектов, составляющих обучающую выборку.

Идеальное решающее правило для абсолютно точного распознавания возможно лишь в том случае, когда пространство признаков $R = R_1 + R_2$ состоит из непересекающихся областей классов, т. е.

$$(R_1 \cdot R_2) = 0. \quad (18.3.3)$$

В этом случае вероятность правильного суждения о наступлении события, принадлежащего классу Π_1 или Π_2 , была бы равна единице.

В реальных условиях по ряду объективных причин равенство (18.3.3), как правило, не выполняется. Например, при восточном ветре на АТ₅₀₀ осадки в Москве могут наблюдаться (класс Π_1) или отсутствовать (класс Π_2). И хотя вероятность класса Π_1 в этом случае существенно больше вероятности класса Π_2 , идеального решающего правила сформулировать не удастся. В этих случаях и оправдано использование статистических приемов дискриминантного анализа.

Итак, пусть рассчитаны условные плотности вероятности выпадения осадков, если в предшествующие сутки преобладал ветер восточной четверти $P_1(x)$ и отсутствия осадков $P_2(x)$ при том же условии. Будем также считать известными априорные вероятности обоих классов q_1 и q_2 .

При распознавании (прогнозе) факта наличия или отсутствия осадков возможны два рода ошибок: а) когда прогнозируется отсутствие осадков, а они наблюдались, т. е. вектор признаков x объекта первого класса (в данном случае только один признак — направление ветра) принадлежал области второго класса R_2 , б) прогнозируются осадки, а они отсутствовали, т. е. образ объекта второго класса принадлежал области первого класса R_1 .

Вероятность ошибочной классификации первого рода $P(2/1)$, которую часто называют «пропуском цели», выражается как

$$P(2/1) = \int_{R_2} P_1(x) dx, \quad (18.3.4)$$

а вероятность ошибки второго рода $P(1/2)$ («ложная тревога») —

$$P(1/2) = \int_{R_1} P_2(x) dx. \quad (18.3.5)$$

Области R_1 и R_2 необходимо определить таким образом, чтобы минимизировать количество ошибок первого и второго рода.

С этой целью используется принцип Байеса, согласно которому области R_1 и R_2 находятся из условия минимума

$$M = q_1 P(2/1) + q_2 P(1/2). \quad (18.3.6)$$

Принцип Байеса заключается в том, что условие (18.3.6) выполняется тогда, когда распознаваемый объект относится к тому классу, для которого апостериорная вероятность $P(\Pi_i/x)$ максимальна. Апостериорные вероятности определяются через известные величины:

$$\begin{aligned} P(\Pi_1/x_j) &= \frac{q_1 P_1(x_j)}{q_1 P_1(x_j) + q_2 P_2(x_j)} = \frac{q_1 P_1(x_j)}{P(x_j)}, \\ P(\Pi_2/x_j) &= \frac{q_2 P_2(x_j)}{q_1 P_1(x_j) + q_2 P_2(x_j)} = \frac{q_2 P_2(x_j)}{P(x_j)}. \end{aligned} \quad (18.3.7)$$

Здесь $P(x_j)$ — безусловная вероятность осуществления j -го предсказателя.

Если $P(\Pi_1/x_j) > P(\Pi_2/x_j)$, то вектор признаков x_j следует отнести к классу Π_1 , в противном случае — к классу Π_2 .

Другими словами, минимум ошибочной классификации достигается при следующих решающих правилах:

$$\begin{aligned} R_1 : q_1 P_1(x_j) &> q_2 P_2(x_j), \\ R_2 : q_1 P_1(x_j) &< q_2 P_2(x_j). \end{aligned} \quad (18.3.8)$$

Если $q_1 P_1(x_j) = q_2 P_2(x_j)$, происходит отказ от распознавания.

Рассмотрим пример прогноза факта выпадения и отсутствия осадков в апреле в Москве, основанного на использовании дискриминантного анализа. Признак x_j характеризует направление ветра на уровне ведущего потока за сутки до прогноза: x_1 соответствует ветру северной четверти, x_2 — западной, x_3 — южной и x_4 — восточной четверти. Предположим, что рассчитанные на обучающей выборке условные вероятности $P_1(x_j)$ и $P_2(x_j)$ соответствуют данным табл. 18.3.1.

Априорные вероятности выпадения осадков q_1 и их отсутствия q_2 согласно климатическим данным для апреля составили $q_1 = 0,4$,

Условные вероятности направления ветра на АТ₅₀₀
за сутки до выпадения $P_1(x_j)$ и отсутствия $P_2(x_j)$ осадков

	x_1	x_2	x_3	x_4
$P_1(x_j)$	0,2	0,5	0,2	0,1
$P_2(x_j)$	0,2	0,1	0,1	0,6

$q_2=0,6$. Тогда $q_1P_1(x_1) = 0,4 \cdot 0,2 = 0,08$, а $q_2P_2(x_1) = 0,2 \cdot 0,6 = 0,12$. Следовательно, согласно (18.3.8), если в предшествующие сутки преобладал ветер северной четверти, то прогнозируется класс Π_2 , т. е. отсутствие осадков. При западных румбах ветра на АТ₅₀₀ в день, предшествующий прогнозу, $q_1P_1(x_2) = 0,20$, а $q_2P_2(x_2) = 0,06$. Следовательно, дается прогноз выпадения осадков. Проверка выполнения условий (18.3.8) для x_3 и x_4 , находим, что при ветре южной четверти необходимо прогнозировать выпадение осадков, а при восточном ветре — их отсутствие.

Иногда целью дискриминантного анализа может являться минимизация не ошибок прогнозов, а последствий этих ошибок. Для этого вводится понятие цены (стоимости) ошибки, которая характеризует отрицательный экономический эффект прогностического промаха. Обозначим цену ошибки первого рода $C^{(2/1)}$, цену ошибки второго рода — $C^{(1/2)}$, тогда оптимальные решающие правила находятся из условия минимума выражения

$$M_1 = C^{(2/1)} P^{(2/1)} q_1 + C^{(1/2)} P^{(1/2)} q_2. \quad (18.3.9)$$

При использовании принципа Байеса решающие правила дискриминантного анализа формулируются следующим образом:

$$\begin{aligned} R_1 : C^{(2/1)} P_1(x_j) q_1 &> C^{(1/2)} P_2(x_j) q_2, \\ R_2 : C^{(2/1)} P_1(x_j) q_1 &< C^{(1/2)} P_2(x_j) q_2. \end{aligned} \quad (18.3.10)$$

Пусть для определенности потребителем прогноза является строительная организация. Если прогноз оправдался, потерь организация не несет. В случае прогностической ошибки первого рода (прогнозировалось отсутствие осадков, а в действительности был дождь) организация понесла убытки $C^{(2/1)}$, связанные с тем, что пришел в негодность находящийся на открытых площадках стройматериал, простаивали бригады, которые могли работать в этот день в закрытых помещениях и т. д. В случае ошибки второго рода (прогнозировался дождь, а его не было), потери $C^{(1/2)}$ были обусловлены ненужными затратами на консервацию материалов, техники и т. д. Если например $C^{(2/1)} = 1000$ руб., а $C^{(1/2)} = 300$ руб., то согласно (18.3.10) решающие правила дискриминантного анализа для данных табл. 18.3.1 будут следующие.

При x_1, x_2 и x_3 следует прогнозировать класс Π_1 , при x_4 — класс Π_2 . Таким образом, при учете цен ошибок изменилось правило распознавания (содержание прогноза) для признака x_1 .

Следует подчеркнуть, что цены ошибок одних и тех же прогнозов могут быть существенно различными для различных потребителей. Например, для сельскохозяйственных организаций они могут составлять $C(2/1) = 500$ руб., а $C(1/2) = 600$ руб. Если экономический эффект «пропуска цели» и «ложной тревоги» неизвестен, то $C(2/1)$ и $C(1/2)$ считаются равными. Именно так обычно полагают прогнозисты-метеорологи, используя решающие правила (18.3.8).

Приведенные примеры характеризуют технику применения методов непараметрического дискриминантного анализа, когда условные вероятности $P_i(x)$ рассчитывались на обучающей выборке.

Параметрический дискриминантный анализ — метод теории статистических решений при условии, что для каждого класса (образа) Π_i известна многомерная (k -мерная) функция плотности распределения условной вероятности $P_i(x) = P(x/\Pi_i)$ появления образа Π_i . Наиболее распространен в приложениях и исследован теоретически случай нормального распределения $N(M_i, S_i)$, где M_i означает вектор-столбец математических ожиданий признаков Π_i -го класса, а S_i его ковариационная матрица. Как известно, с помощью этих двух параметров выражается плотность многомерного нормального распределения

$$P_i(x) = \frac{1}{(2\pi)^{k/2} |S_i|^{1/2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (x - M_i)' S_i^{-1} (x - M_i) \right\}. \quad (18.3.11)$$

Тогда сравнение апостериорных вероятностей для альтернативного прогноза (18.3.7) и (18.3.8) $P(\Pi_1/x)$ и $P(\Pi_2/x)$ можно произвести, вычислив их разность, или, что более удобно, их отношение

$$Q(x) = \frac{q_1 P_1(x)}{q_2 P_2(x)}. \quad (18.3.12)$$

Входящее в (18.3.12) отношение условных вероятностей называется отношением правдоподобия $L(x) = \frac{P_1(x)}{P_2(x)} = Q(x) \frac{q_2}{q_1}$. Для

упрощения дискриминантного анализа обычно предполагают равенство ковариационных матриц обоих классов

$$S_1 = S_2 = S. \quad (18.3.13)$$

Тогда используя (18.3.11), отношение правдоподобия выражается аналитически

$$L(x) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} (x - M_1)' S^{-1} (x - M_1) - (x - M_2)' S^{-1} (x - M_2) \right\}.$$

Нетрудно видеть, что из практических соображений удобнее использовать функцию не $L(x)$, а

$$D(x) = \ln[L(x)], \quad (18.3.14)$$

что и приводит к выражению дискриминантной функции

$$D(x) = x' S^{-1} (M_1 - M_2) - \frac{1}{2} (M_1 + M_2)' S^{-1} (M_1 - M_2) \quad (18.3.15)$$

линейной относительно вектора признаков x .

Решающие правила параметрического дискриминантного анализа формулируются следующим образом:

$$\begin{aligned} R_1 : D(x) &> \ln \kappa, \\ R_2 : D(x) &< \ln \kappa, \end{aligned} \quad (18.3.16)$$

где

$$\kappa = \frac{q_2}{q_1} \frac{C(1/2)}{C(2/1)}.$$

При $q_1 = q_2$ и $C(1/2) = C(2/1)$ правые части неравенств (18.3.16) равны нулю.

Использование линейного вида дискриминантной функции привлекательно тем, что удается получить простое выражение для определения успешности распознавания (прогноза). Для этого достаточно учесть, что $D(x)$ как линейная функция от нормально распределенной величины x распределена также по нормальному закону с параметрами $N\left(\frac{1}{2}\alpha, \sqrt{\alpha}\right)$, если распознаваемый объект принадлежит первому классу или $N\left(-\frac{1}{2}\alpha, \sqrt{\alpha}\right)$, если объект относится ко второму классу. Здесь L , определяемое выражением

$$L = (M_1 - M_2)' S^{-1} (M_1 - M_2), \quad (18.3.17)$$

характеризует качество распознавания и является расстоянием между классами Π_1 и Π_2 в k -мерном пространстве признаков. В литературе α принято называть расстоянием Махаланобиса. Из (18.3.17) видно, что чем дальше друг от друга находятся средние значения (эталонные) классов, тем больше α и тем выше качество распознавания.

Рассмотрим несколько примеров, демонстрирующих применение техники параметрического дискриминантного анализа.

Будем рассматривать задачу прогноза факта наличия и отсутствия осадков в январе в Москве с заблаговременностью одни сутки. Пусть для простоты вектор признаков является одномерным, а именно в качестве предиктора рассматривается зональная составляющая скорости ветра (u) на АТ₅₀₀ в день, предшествующий прогностическому. Априорные вероятности выпадения осадков в течение суток и их отсутствия в январе в Москве составляют

$q_1 = q_2 = 0,5$. Примем цены ошибок первого и второго рода равными $C(2/1) = C(1/2)$. При этих условиях из (18.3.15) для одномерного предсказателя имеем

$$D(u) = \frac{(M_1 - M_2)u}{\sigma_u^2} u + \frac{(M_2^2 - M_1^2)u}{2\sigma_u^2}. \quad (18.3.18)$$

Здесь σ_u^2 — дисперсия u .

Предположим, что на обучающей выборке параметры, входящие в (18.3.18), определены следующим образом: $M_1 = 20$ м/с, $M_2 = 10$ м/с, $\sigma_u^2 = 300$ (м/с)².

Тогда дискриминантная функция принимает вид:

$$D(u) = 0,03u - 0,5. \quad (18.3.19)$$

Следовательно, решающие правила для данной задачи, согласно (18.4.16), будут следующими.

Если в i -й день января $u > 17$ м/с, то в $i+1$ -й день прогнозируется выпадение осадков, так как в этом случае $D(u) > 0$. Если $u < 17$ м/с, то на следующий день в Москве ожидается погода без осадков.

Оценим качество распознавания (прогноза) осадков с помощью параметрического одномерного линейного дискриминантного анализа. Для этого рассчитаем $L = \frac{(M_1 - M_2)^2 u}{\sigma_u^2} = 0,33$. Из данных

таблиц нормированного нормального распределения находим, что при этой величине средняя успешность прогноза составит 56 %.

Рассмотрим теперь оценки прогнозов, если в качестве предсказателя используется другая характеристика, например значение дефицита точки росы (d) на АТ₈₅₀ в день предшествующий прогнозическому.

Предположим, что рассчитанные на зависимом материале параметры составили $M_1 = 2^\circ$, $M_2 = 6^\circ$, $\sigma_d^2 = 10$, тогда

$$D(d) = -0,4d + 1,6. \quad (18.3.20)$$

Следовательно, при $d < 4^\circ\text{C}$, на следующий день следует прогнозировать осадки, при $d > 4^\circ\text{C}$ — их отсутствие.

Расстояние Махаланобиса $\alpha = 1,6$, что соответствует средней успешности прогноза 0,74.

Таким образом определили, что дефицит точки росы на АТ₈₅₀ является более информативным предсказателем, чем зональный компонент скорости ветра на АТ₅₀₀ и, следовательно, использование d в схеме одномерного дискриминантного анализа более предпочтительно.

Рассмотрим дискриминантный анализ для двумерного вектора — предиктора, когда в качестве информативных признаков используются u и d . Пусть коэффициент корреляции между u и d равен

нулю. Тогда дискриминантная функция (18.3.15) приводится к виду:

$$D(u, d) = \frac{(M_1 - M_2)_u}{\sigma_u^2} u + \frac{(M_1 - M_2)_d}{\sigma_d^2} d + \frac{1}{2} \left\{ \frac{(M_2^2 - M_1^2)_u}{\sigma_u^2} + \frac{(M_2^2 - M_1^2)_d}{\sigma_d^2} \right\} = 0,03u - 0,40d + 1,10. \quad (18.3.21)$$

Графическое представление двумерной дискриминантной функции показано на рис. 18.3.1.

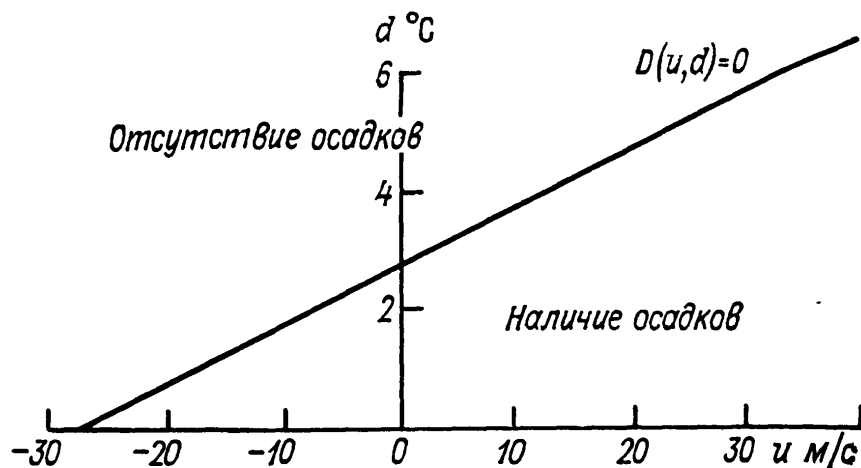


Рис. 18.3.1. Линейная дискриминантная функция для распознавания классов наличия и отсутствия осадков с использованием информации о зональной составляющей скорости ветра (u) и дефиците точки росы (d) в день, предшествующий прогнозируемому.

Расстояние Махаланобиса, рассчитанное в этом случае как

$$\alpha = \frac{(M_1 - M_2)_u^2}{\sigma_u^2} + \frac{(M_1 - M_2)_d^2}{\sigma_d^2}, \quad (18.3.22)$$

составляет $\alpha(u, d) = 1,9$, что соответствует успешности прогнозов по предлагаемой схеме, равной 76 %.

Таким образом качество прогнозов с использованием двумерной дискриминантной функции всего на 2 % выше оправдываемости схемы, использующей в качестве предсказателя признак d .

Техника дискриминантного анализа для разделения синоптических ситуаций и явлений на три и более классов подробно описана в специальной литературе.

18.4. Оценка качества прогнозов

Трудности оценки качества метеорологических прогнозов заключаются прежде всего в том, что даже совершенно случайные прогнозы будут в какой-то мере оправдываться. Поэтому для

оценки качества прогнозов надо употребить такие методы, которые тем или иным путем исключали бы случайную оправдываемость.

В прогнозах на завтра очень велика роль инерции, устойчивости погоды. Если на завтра прогнозировать такую же погоду, какая наблюдается сегодня, то успешность таких прогнозов будет довольно велика. Поэтому при оценках успешности методических прогнозов стараются каким-либо образом исключить вклад инерции. Нередко «истинной» мерой качества методических прогнозов считается разность оценок методических прогнозов и прогнозов, составленных по инерции.

Рассмотрим сначала методы оценки альтернативных прогнозов. Такие прогнозы распространены довольно широко; почти все прогнозы метеорологических явлений можно отнести к этому типу (дождь или отсутствие дождя, гроза, град и т. п.).

Исходным материалом для проверки группы прогнозов здесь будет служить матрица сопряженности, состоящая из четырех основных чисел или элементов, расположенных в две строки и два столбца:

	Φ_1	Φ_2	
Π_1	n_{11}	n_{12}	n_{10}
Π_2	n_{21}	n_{22}	n_{20}
	n_{01}	n_{02}	n_{00}

В столбцах Φ_1 и Φ_2 записаны числа наличия явления (Φ_1) или его отсутствия (Φ_2). В строках записаны числа прогнозов явления (Π_1) и прогнозов отсутствия явления; n_{ij} — количество случаев, в которых прогнозировался i -й класс явления, а осуществился j -й класс. Таким образом, n_{11} — число осуществившихся прогнозов явления, а n_{12} — число неоправдавшихся прогнозов явления. Далее n_{22} — число оправдавшихся прогнозов отсутствия явления (явления не было и оно не прогнозировалось), а n_{21} — число неоправдавшихся прогнозов отсутствия явления. Числа n_{10} , n_{20} , n_{01} и n_{02} — сумма чисел в соответствующих строках и столбцах, а число N — число всех прогнозов.

Самой простой формой оценки качества будет величина

$$u = \frac{n_{11} + n_{22}}{N}. \quad (18.4.1)$$

Эта величина для методически правильных прогнозов всегда будет больше $1/2$.

Другой несколько более сложной оценкой будет величина

$$\rho = \frac{(n_{11} + n_{22}) - (n_{12} + n_{21})}{N}. \quad (18.4.2)$$

Но нужно иметь в виду, что величину u и ρ можно применить только в случае $\Phi_1 \approx \Phi_2$.

Для понимания сути этих оценок весьма важно понятие «случайных» прогнозов. Это понятие, к сожалению, не вполне однозначно, но в применении к таблице сопряженности случайные прогнозы имеют полную определенность. Матрица сопряженности для случайных прогнозов такова, что

$$n_{11} = \frac{n_{01}n_{10}}{N}, \quad n_{12} = \frac{n_{10}n_{02}}{N},$$

т. е. в общем случае

$$n_{ij} = \frac{n_{i0}n_{0j}}{N}.$$

Легко видеть, что оправдываемость случайных прогнозов по (18.4.1) будет

$$u_0 = \frac{n_{10}n_{01} + n_{20}n_{02}}{N^2},$$

а по (18.4.2)

$$\rho_0 = \frac{(n_{10} - n_{20})(n_{01} - n_{02})}{N^2}.$$

Показатель ρ_0 обращается в нуль, когда либо $\Phi_1 = \Phi_2$, либо $\Pi_1 = \Pi_2$. В других случаях он, как правило, будет принимать положительные значения. Например, рассмотрим качество прогноза редкого явления, для которого таблица сопряженности имеет вид

	Φ_1	Φ_2	
Π_1	4	16	20
Π_2	6	74	80
	10	90	100

Тогда $u = 0,78$, $u_0 = 0,74$.

Таким образом, методические прогнозы только на 4 % превышают оправдываемость случайных прогнозов.

Для второго показателя

$$\rho = \frac{78 - 22}{100} = 0,54 \quad \text{и} \quad \rho_0 = 0,48.$$

Как видно, в случае большой разницы между частотами прогнозируемого события показатели оправдываемости неметодических прогнозов могут достигать существенных значений.

Такие смещения простых показателей качества прогнозов надо обязательно учитывать. Иначе можно получить ложные выводы. Для учета явления смещения предложены показатели, равные разности методических и случайных прогнозов, нормированной на интервале (0, 1), например, показатель

$$H = \frac{u - u_0}{1 - u_0},$$

предложенный Н. А. Багровым. Для приведенного примера он будет равен 0,15. К другой группе показателей без смещения относятся оценки типа:

$$Q_1 = P(\Pi/\Phi) - P(\Pi/\bar{\Phi}) = \frac{n_{11}}{n_{01}} - \frac{n_{12}}{n_{02}},$$

$$Q_2 = P(\Phi/\Pi) - P(\Phi/\bar{\Pi}) = \frac{n_{11}}{n_{10}} - \frac{n_{21}}{n_{20}}. \quad (18.4.3)$$

Эти два выражения иногда называются регрессиями: Q_1 — регрессия прогноза на «природу», Q_2 — регрессия «природы» на прогноз. А. М. Обухов рекомендовал использовать первый показатель в виде

$$Q_1 = 1 - \frac{n_{12}}{n_{02}} - \frac{n_{21}}{n_{01}}.$$

Из показателей Q_1 и Q_2 можно образовать качественный коэффициент корреляции (или ассоциации)

$$R = \sqrt{Q_1 Q_2} = \frac{n_{11}n_{22} - n_{12}n_{21}}{\sqrt{n_{10}n_{20}n_{01}n_{02}}}. \quad (18.4.4)$$

В случае прогнозов на две фазы качество прогноза можно оценить одним из чисел ρ , H , Q , R . Но для прогнозов на три и более фаз одним числом качество прогнозов выразить нельзя. Но тем не менее практически желательно иметь одно.

Если же известна матрица сопряженности многофазных прогнозов, например, трехфазных, то для оценки их успешности можно использовать показатель Чупрова—Пирсона:

$$\varphi = \sqrt{\frac{1}{22} \sum_{ij} \left(n_{ij} - \frac{n_{i0}n_{0j}}{N} \right)^2}. \quad (18.4.5)$$

Коэффициент под корнем равен единице деленной на число степеней свободы матрицы сопряженности. Это число равно произведению числа строк без единицы и числа столбцов без единицы.

Показатель Чупрова—Пирсона всегда принимает положительные значения даже в случаях заведомо плохих прогнозов. По этой причине пользоваться этим показателем для суждения о качестве прогнозов не очень удобно. Поэтому вводится матрица цены (стоимости) прогнозов C

$$C = \begin{Bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} \end{Bmatrix} \quad (18.4.6)$$

и оценкой качества прогнозов является величина S , равная сумме произведений элементов матрицы стоимости на соответствующее число прогнозов, деленной на число всех прогнозов:

$$S = \frac{1}{N} \sum_{ij} n_{ij} C_{ij}. \quad (18.4.7)$$

Элементы матрицы C определяются количеством классов, целью и спецификой прогноза. В частности, можно принять матрицу

$$\begin{Bmatrix} 1,00 & 0,00 & -1,00 \\ -0,5 & 1,00 & -0,5 \\ -1,00 & 0,00 & 1,00 \end{Bmatrix}. \quad (18.4.8)$$

При этом оценка заключена в интервале от -1 до $+1$.

Применение этого способа оценок качества прогнозов предполагает, что все три фазы погоды имеют равную климатическую вероятность. Если это условие не соблюдается, то это следует учесть путем изменения матрицы стоимости.

В настоящее время все более широкое распространение получают вероятностные прогнозы. Как известно, они даются в виде вероятностей P_i осуществления различных фаз, сумма которых равна единице. Оценка качества, например, трехфазного прогноза дается выражением

$$Q_1 = \sum (P_i - \delta_{ij})^2, \quad (18.4.9)$$

где P_i — вероятность прогнозируемой, а P_j — осуществившейся фазы погоды; $\delta_{ij} = 1$ только при $i = j$, при $i \neq j$ $\delta_{ij} = 0$. При значениях Q , близких к нулю, качество прогноза наиболее высокое.

Наиболее целесообразно использовать эту оценку при небольшом числе фаз (градаций).

щего поля в узлах некоторой регулярной сетки. Пусть $\hat{H}_1, \hat{H}_2, \dots$
 \dots, \hat{H}_n — такие прогностические значения, H_1, H_2, \dots, H_n — действительные фактические значения поля на момент прогноза, $H_{10}, H_{20}, \dots, H_{n0}$ — исходные значения поля (теоретически в момент составления прогноза). Эти три «состояния» поля позволяют составить три величины:
 средняя абсолютная ошибка прогноза

$$\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{H}_i - H_i|,$$

средняя абсолютная величина фактических изменений

$$\delta_{\phi} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |H_i - H_{i0}|,$$

средняя абсолютная величина прогностических изменений

$$\delta_{\text{пр}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{H}_i - H_{i0}|.$$

На практике из этих трех величин обычно образуют два отношения:

первое

$$\varepsilon_1 = \delta / \delta_{\phi}.$$

— средняя относительная ошибка прогноза; чем меньше эта ошибка, тем прогноз лучше; если $\varepsilon_1 = 1$, то прогноз хуже инерционного;

второе отношение

$$\eta = \delta_{\text{пр}} / \delta_{\phi}.$$

Другой способ оценки вероятностных прогнозов заключается в применении матрицы стоимости. Так, если дан прогноз осуществления фаз погоды с вероятностями P_1, P_2, P_3 , а на самом деле осуществилась одна из возможных фаз Φ_j , то оценкой такого прогноза будет

$$Q_j = \sum_{i=1}^3 P_i C_{ij}.$$

Ежедневные прогнозы полей геопотенциала, давления, температуры и др. вообще требуют несколько иных способов проверки. Обычно такие прогнозы даются в виде числовых значений буду-

Для «правильных» прогнозов эта величина должна быть близка к единице. Если $\eta < 1$, то прогноз занижает изменчивость, если же $\eta > 1$, то прогноз завышает изменчивость. Для инерционных прогнозов величина η точно равна единице. Прогнозы погоды для общего пользования являются комплексными. Комплексный прогноз содержит прогнозы температуры (максимальной и минимальной), прогноз осадков, скорости и направления ветра и прогноз особых явлений. Дать строгую статистическую оценку такого комплексного прогноза трудно. Обычно производят оценку по отдельным элементам, а затем по эмпирическим правилам получают единую комплексную оценку.

ПРИЛОЖЕНИЯ

**Аэрологическая диаграмма и ее применение
при диагнозе и прогнозе погоды**

Аэрологическая диаграмма (АД), построенная в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (ВМО) и используемая оперативно-прогностическими подразделениями в практической работе, напечатана в трех формах.

Две из них, с косоугольной (К) системой координат, предназначены для анализа данных температурного зондирования в слое атмосферы от 1050 до 100 гПа. Одна форма (ф. АДКТ, вкладка) применима в теплый период года с приземной температурой от 40 до -25°C , другая (ф. АДКХ, вкладка) — в холодный период с приземной температурой от 10 до -55°C . Третья форма (ф. АДП, вкладка) может быть использована для анализа данных наблюдений в слое атмосферы от 1050 до 10 гПа в любой период года в диапазоне температуры у поверхности Земли от -30 до $+40^{\circ}\text{C}$. Точность анализа и расчетов на бланках АДК более высокая, чем при использовании бланков АДП, так как горизонтальная и вертикальная координаты на АДК имеют больший масштаб.

Изображенные на аэрологической диаграмме пять семейств изолиний и четыре шкалы позволяют при термодинамическом анализе данных температурного зондирования трудоемкие расчеты, требующие большой точности, заменить несложными графическими построениями и элементарными расчетами.

Описание АДК. На АДК изображено пять семейств изолиний и четыре шкалы.

Изобары — коричневые прямые горизонтальные линии. Они проведены через 10 гПа, а у левых и правых их концов в виде дополнительных шкал — через 5 гПа. Обозначения даны через 50 гПа слева и справа у концов изобар и через 100 гПа вблизи кривой СА — 64.

Изотермы — коричневые прямые линии, наклоненные к изобарам под углом 50° . Они проведены для значений температуры через 1°C . Вблизи изобар 1050, 450 и 100 гПа обозначения изотерм даны через 10°C .

Сухие адиабаты — коричневые прямые наклоненные влево линии. На уровне 1000 гПа они проходят через точки с нечетными значениями температуры. Соответствующие им потенциальные температуры, кратные 5, нанесены вдоль изотерм -30°C на АДКТ и -60°C на АДКХ.

Влажные адиабаты — зеленые пунктирные линии. На уровне 1000 гПа они проходят через точки с четными значениями температуры. Соответствующие им псевдопотенциальные температуры в кельвинах нанесены вдоль их верхних концов. Здесь же указаны значения потенциальной температуры смоченного термометра в $^{\circ}\text{C}$.

Изограммы — зеленые — почти прямые наклоненные вправо линии. Они проведены для значений отношения смеси r от 0,02 до 45,0 ‰ на АДКТ и от 0,01 до 7,0 ‰ на АДКХ, которые нанесены на поверхности 650 гПа, а также у верхних концов изограммы.

Шкала виртуального добавка в виде точек зеленого цвета нанесена на трех поверхностях: 900, 720 и 520 гПа. Цифры у делений шкалы указывают значения виртуального добавка для насыщенного воздуха с температурами, соответствующими изотермам, проходящим через эти точки.

Шкала расстояний между основными изобарическими поверхностями в виде штрихов нанесена на шести поверхностях: 925, 775, 600, 400, 250 и 150 гПа. Цифры у точек пересечения этой шкалы с изотермами, соответствующими средним температурам слоев 1000—850, 850—700, 700—500, 500—300, 300—200 и 200—100 гПа, указывают их толщину в гп. дам.

Шкала энергии неустойчивости изображена на поле бланка справа. Цифры у делений этой шкалы указывают значение энергии в Дж/см² на соответствующей высоте при подъеме массы воздуха 1 кг.

Для стандартной атмосферы кривая СА—64 представляет распределение температуры в зависимости от давления. На поле бланка слева дана шкала ее высот. На бланке ф. АДКХ указанная кривая не помещена.

Описание АДП. На АДП имеются те же самые изолинии и шкалы, как на АДК, и с несущественными изменениями сохранена описанная выше система обозначений.

Изобары — горизонтальные прямые линии.

Изотермы — вертикальные прямые линии. Обозначения их даны через 10 °С вблизи изобар 1050, 200 и 10 гПа.

Сухие адиабаты — прямые наклоненные влево линии. Они проведены для значений потенциальной температуры через 5, 10 и 20 °С. Обозначения их даны на изолиниях, начиная с левого нижнего угла бланка.

Шкала расстояний между основными изобарическими поверхностями, кроме указанных изобар на АДК, дана также на поверхностях 70, 40, 25 и 15 гПа для слоев атмосферы соответственно 100—50, 50—30, 30—20 и 20—10 гПа.

В правом верхнем углу помещена номограмма для определения относительной влажности по данным температуры воздуха и дефицита точки росы.

На поле слева имеется столбец, разделенный на прямоугольники и предназначенный для нанесения данных наблюдений за ветром.

С помощью бланка аэрологической диаграммы можно выполнять различные построения и вычисления.

1. Построение кривых стратификаций температуры и точки росы.

Эти кривые на бланке АД строятся по данным температурного зондирования атмосферы, поступающим в виде аэрологических

телеграмм (группы $1S_n TTT$, $2S_n TTT$, $4PPP$ или $4a_3 hhh$) с использованием наблюдений на стандартных изобарических поверхностях и в особых точках.

Заключение о знаке изменения с высотой T и T_d в атмосфере по кривым на АД устанавливается в зависимости от отклонения этих кривых относительно изотерм. Температура уменьшается (увеличивается) с высотой, если отрезок кривой T отклоняется от

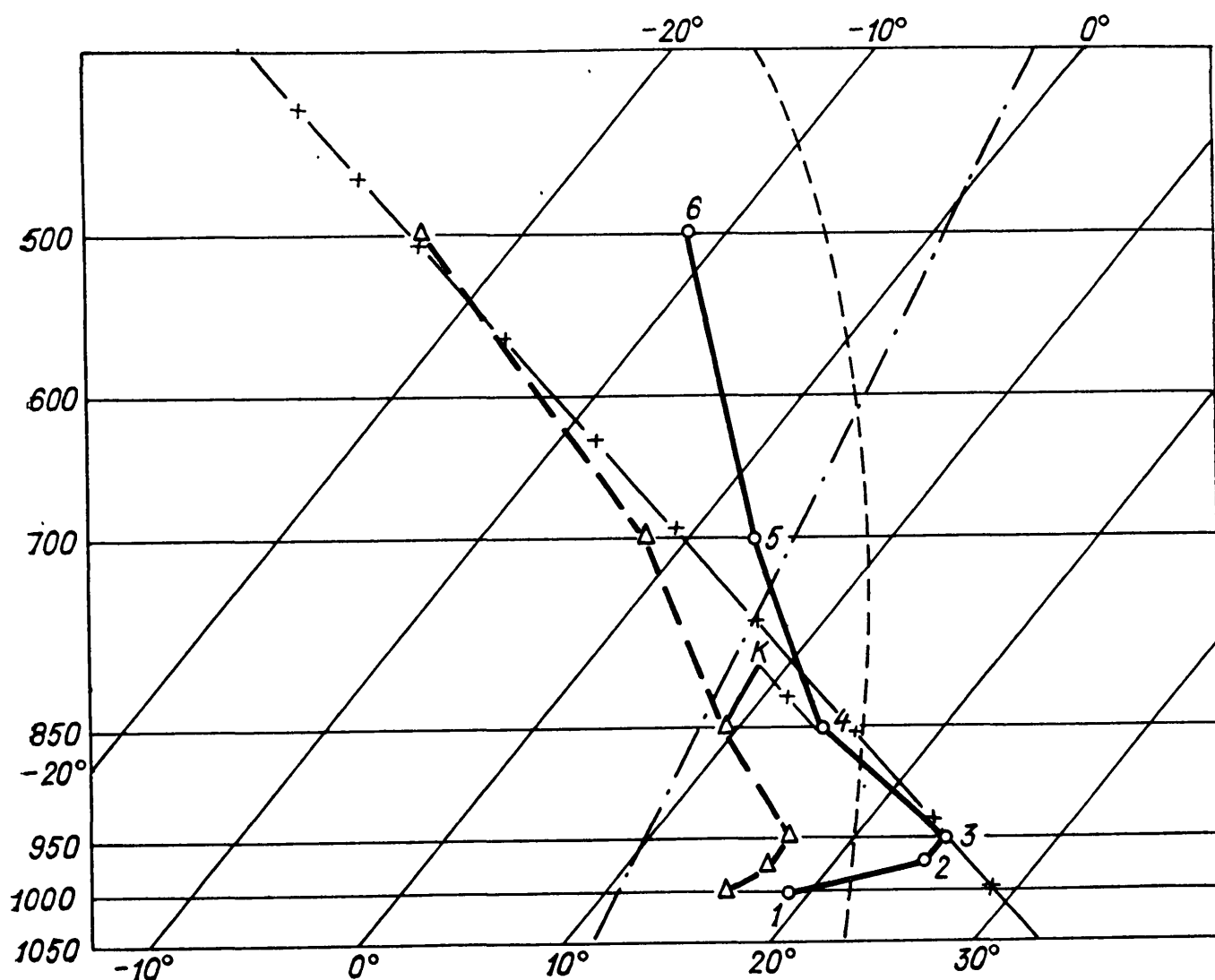


Рис. 1. Кривые распределения T (1) и T_d (2) по высоте.

изотермы влево (вправо). Она сохраняет постоянную величину, если отрезок ориентирован параллельно изотермам.

Пример. На рис. 1 сплошной и пунктирной линиями изображены кривые распределения T и T_d по высоте. Наклон этих кривых относительно изотерм показывает, что в слое 1—2 имеет место инверсия, где с высотой температура возрастает на $T_1 - T_2 = 19 - 24,5 = 5,5^\circ\text{C}$. В слое 2—3 наблюдается изотермия, а в слоях 3—4, 4—5 и 5—6 температура уменьшается с высотой. Изменения T_d в указанных слоях аналогичны изменениям T .

2. Определение отношений смеси и массовой доли водяного пара.

Для определения величины r по данным о T и T_d , нанесенным на АД, путем интерполяции находится изограмма, проходящая через точку с T_d . Число, соответствующее этой изограмме, будет

представлять отношение смеси r и массовую долю водяного пара q , выраженную в промилле (‰). Допущение о том, что $r=q$ при расчетах, встречающихся при прогнозе погоды, не приводит к существенным погрешностям.

Пример. Определить r и q в точках 1, 2, 3 и 4 по данным о T_d на рис. 1. В точке 1 $T_d=16^\circ\text{C}$. Эта точка лежит между изограммами для $r=11$ и 12‰ . Поэтому $r_1=11,7\text{‰}$, $q_1=11,7\text{‰}$. В точках 2 и 3 $T_d=17^\circ\text{C}$. Точка 2 лежит несколько левее изограммы для $r=13,0\text{‰}$ и соответствует значению $r_2=12,7\text{‰}$ и $q_2=12,7\text{‰}$. Точка 3 лежит на изограмме для $r_3=13\text{‰}$ и $q_3=13,0\text{‰}$. В точке 4 при $T_d=9,5^\circ\text{C}$ имеем $r_4=8,8\text{‰}$ и $q_4=8,8\text{‰}$.

3. Определение относительной влажности и точки росы.

По данным о r и r_m на АД, соответствующим точке росы и температуре воздуха на уровне p , относительную влажность можно вычислить по формуле

$$f = \frac{r}{r_m} \cdot 100 \%. \quad (1)$$

Пример. На рис. 1 в точке 4 $p=850$ гПа, $T_d=9,5^\circ\text{C}$, $r=8,8\text{‰}$, $T=14,1^\circ\text{C}$ и $r_m=12,0\text{‰}$. По формуле (1)

$$f = \frac{8,8}{12,0} \cdot 100 = 73,3 \%$$

По данным о T , T_d и p величину f можно определить графическим способом.¹

По данным о T , f и p с помощью АД можно определять T_d . В этом случае необходимо вычислить отношение смеси при точке росы r_{T_d} по формуле

$$r_{T_d} = r f,$$

где r — отношение смеси в точке с координатами T и p . На АД температура точки, соответствующая величинам r_{T_d} и p , будет представлять точку росы.

Пример. На рис. 1 в точке 4 $T=14,1^\circ\text{C}$, $f=72,8\%$, $p=850$ гПа. На АД указанной точке соответствует $r=12,0\text{‰}$. Согласно формуле (2), $r_{T_d}=12,0 \times 0,73=8,8\text{‰}$. Температура в точке с $p=850$ гПа и $r_{T_d}=8,8\text{‰}$ является точкой росы и равна $9,5^\circ\text{C}$.

Величину T_d по данным о T , f и p можно найти также графическим способом [1].

Следует отметить, что графический способ определения f и T_d является приближенным.

4. Определение виртуальной температуры.

¹ Успенский Б. Д., Веселова Г. К. Новая аэрологическая диаграмма и применение ее при диагнозе и прогнозе погоды.— Л.: Гидрометеопиздат, 1969.— 28 с.

Виртуальная температура (T_v) используется при определении расстояний между изобарическими поверхностями. По данным о T и T_d , нанесенным на АД, T_v может быть найдена по формуле

$$T_v = T + \Delta T_v. \quad (3)$$

Пример. В точке 4 на рис. 1 $p=850$ гПа, $T=14,1^\circ\text{C}$ и $T_d=9,5^\circ\text{C}$. Опускаясь от точки с $T_d=9,5^\circ\text{C}$ по изограмме до шкалы виртуального добавка на поверхности 900 гПа, отсчитываем на ней $\Delta T_d=2,1^\circ\text{C}$. Подставляя эту величину в (3), находим, что в точке 4 $T_v=14,1+2,1=16,2^\circ\text{C}$.

5. Определение потенциальной, псевдопотенциальной температуры и температуры смоченного термометра.

Потенциальная температура ϑ , псевдопотенциальная температура Θ_p и потенциальная температура смоченного термометра ϑ' используются для характеристики термодинамических процессов, наблюдающихся в атмосфере. АД позволяет быстро и точно находить значения этих температур по нанесенным на диаграммах данным зондирования атмосферы.

Потенциальная температура ϑ частицы ненасыщенного воздуха отсчитывается по шкале температуры на поверхности 1000 гПа после опускания до этой поверхности по сухой адиабате от точки с координатами T и p либо по шкале ϑ .

Пример. На рис. 1 в точке 1 $\vartheta_1=19^\circ\text{C}$, в точке 2 $\vartheta_2=27^\circ\text{C}$, в точке 3 $\vartheta_3=29,0^\circ\text{C}$, в точке 4 $\vartheta_4=27,8^\circ\text{C}$.

Псевдопотенциальная температура Θ_p в кельвинах отсчитывается у левого конца влажной адиабаты, проходящей через точку пересечения сухой адиабаты и изограммы (уровень конденсации), проведенных через точки с координатами T и T_d на поверхности p .

Пример. На рис. 1 частица воздуха с $T=14,1^\circ\text{C}$, $T_d=9,5^\circ\text{C}$ и $p=850$ гПа при адиабатическом подъеме (по сухой адиабате от точки T и по изограмме от точки T_d) достигает уровня конденсации в точке К. Влажная адиабата, проходящая через эту точку, соответствует $\Theta_p=326,3$ К.

Потенциальная температура смоченного термометра ϑ' отсчитывается также у левого конца влажной адиабаты, проходящей через уровень конденсации, по значению температуры в $^\circ\text{C}$ или по шкале температуры на уровне 1000 гПа.

Пример. На рис. 1 частица воздуха на поверхности 850 гПа с $T=14,1^\circ\text{C}$ и $T_d=9,5^\circ\text{C}$ имеет $\vartheta'=17,5^\circ\text{C}$.

6. Вычисление высот основных изобарических поверхностей и расстояний между ними.

На АД приведены шкалы для определения расстояний между основными изобарическими поверхностями. Они могут быть использованы для определения высот изобарических поверхностей над земной поверхностью.

Высоты изобарических поверхностей вычисляются по формулам:

$$\begin{aligned}H_{850} &= H_{1000} + (\Delta H)_{1000-850}; \\H_{700} &= H_{850} + (\Delta H)_{850-700}; \\H_{500} &= H_{700} + (\Delta H)_{700-500}; \\H_{300} &= H_{500} + (\Delta H)_{500-300}; \\H_{200} &= H_{300} + (\Delta H)_{300-200}; \\H_{100} &= H_{200} + (\Delta H)_{200-100},\end{aligned}\tag{4}$$

где $H_{1000}, H_{850}, \dots, H_{100}$ — высоты изобарических поверхностей 1000, 850, ..., 100 гПа относительно уровня моря.

Высота изобарической поверхности 1000 гПа по данным о приземном давлении (p_0) над уровнем моря и о температуре (T_0) может быть найдена с помощью табл. 1.

Таблица 1

Высота поверхности 1000 гПа над уровнем моря в гп. дам для различных значений приземной температуры (T_0) и приземного давления (p_0) на уровне моря

p_0 гПа	°C									
	−50	−40	−30	−20	−10	0	10	20	30	40
950	−33,5	−35,0	−36,5	−38,0	−39,5	−41,1	−42,6	−44,1	−45,6	−47,1
960	−26,7	−27,9	−29,1	−30,3	−31,5	−32,7	−33,9	−35,1	−36,3	−37,5
970	−19,9	−20,8	−21,7	−22,6	−23,5	−24,4	−25,3	−26,2	−27,1	−27,9
980	−13,2	−13,8	−14,4	−15,0	−15,6	−16,2	−16,8	−17,3	−17,9	−18,5
990	−7,2	−7,5	−7,9	−8,2	−8,5	−8,8	−9,2	−9,5	−9,8	−10,1
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1010	6,5	6,8	7,1	7,4	7,7	8,0	8,3	8,5	8,8	9,1
1020	12,9	13,5	14,1	14,7	15,3	15,8	16,4	17,0	17,6	18,2
1030	19,3	20,2	21,1	21,9	22,8	23,7	24,5	25,4	26,3	27,1
1040	25,6	26,8	27,9	29,1	30,2	31,4	32,5	33,7	34,8	36,0
1050	31,9	33,3	34,7	36,2	37,6	39,0	40,5	41,9	43,3	44,8

Пример. На рис. 2 кривые распределения температуры и влажности построены по данным:

1030	8,6	7,0
1000	10,0	8,0
910	14,2	12,5
850	11,8	9,1
700	5,8	0,9
500	−8,9	−16,0

По значениям $p_0=1030$ гПа и $T_0=8,6$ °C согласно табл. 1

$$H_{1000} = 23,7 + \frac{24,5 - 23,7}{10} \cdot 8,6 = 24,4 \text{ гПа.}$$

Для определения толщины слоя $(\Delta H)_{1000-850}$ находят \bar{T} и \bar{T}_a , средние для данного слоя значения температуры и точки росы. Для этого на рис. 2 между уровнями 1000 и 850 гПа проведен отрезок изотермы так, что площади, образовавшиеся справа и слева между ним и кривой T , равны между собой. Температура $12,5^\circ\text{C}$, соответствующая этому отрезку, является средней для

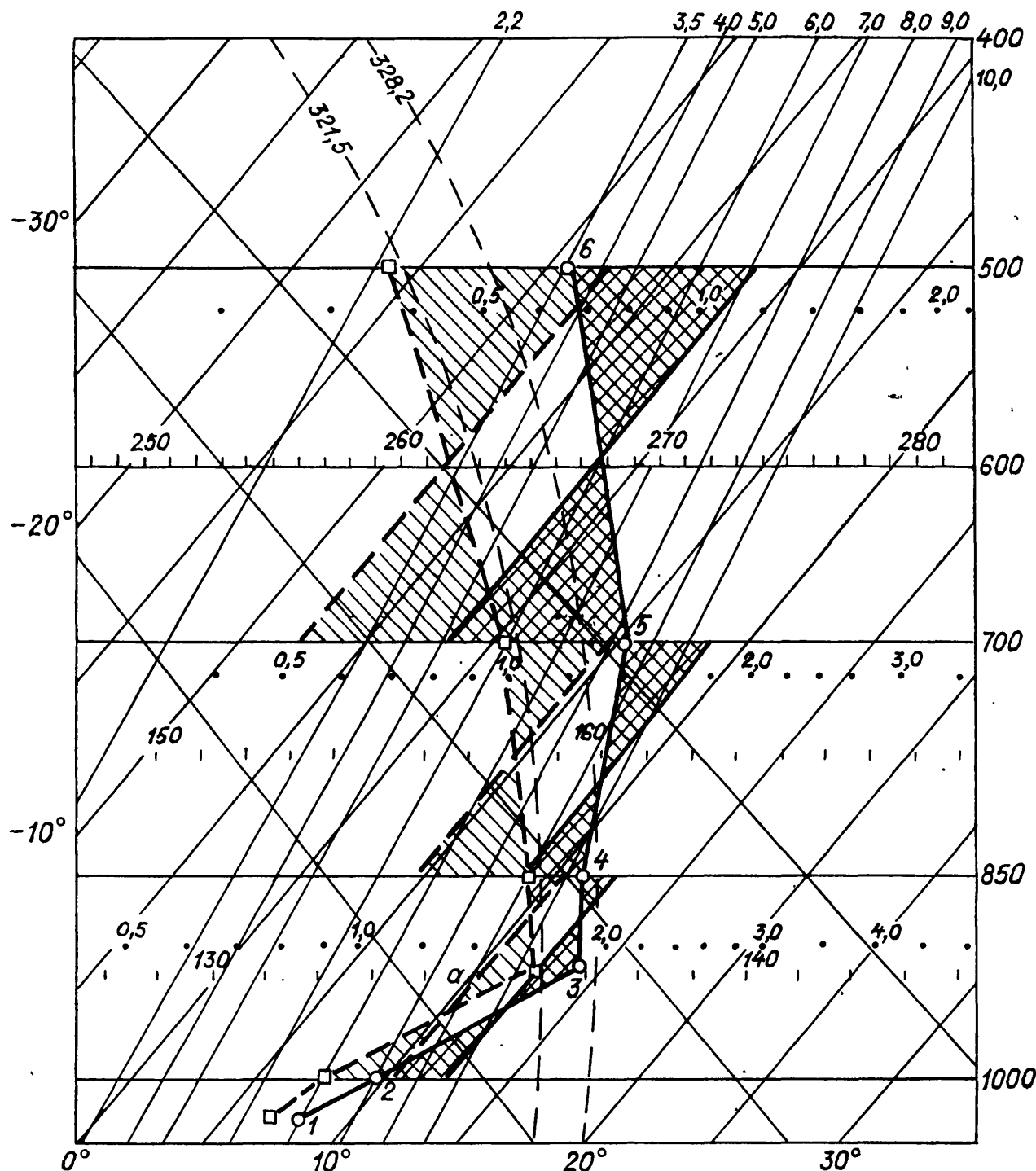


Рис. 2. Пример вычисления высот основных изобарических поверхностей с помощью бланка АД.

слоя 1000—850 гПа. Таким же способом находят и величину $\bar{T}_a = 10,5^\circ\text{C}$. Далее определяется величина \bar{T}_v . Для этого, перемещаясь по изогамме от точки a , соответствующей середине слоя 2—4 и $\bar{T}_a = 10,5^\circ\text{C}$, с помощью шкалы виртуального добавка $\Delta T_v = 1,47^\circ\text{C}$ и по формуле (3) получают $\bar{T}_v = 12,5 + 1,47 = 13,97^\circ\text{C}$.

Отсчет по шкале расстояний на поверхности 925 гПа показывает, что толщина слоя $(\Delta H)_{1000-850} = 136,6$ гПа. По данным на рис. 2, производя такие же рас-

четы, можно найти, что $(\Delta H)_{850-700} = 160,9$ гПа и $(\Delta H)_{700-500} = 268,0$ гПа. Распределение T и T_d для этих слоев представлено прямолинейными отрезками, что упрощает проведение изотерм, соответствующих значениям \bar{T} и \bar{T}_d .

Подставляя вычисленные величины H_{1000} и $(\Delta H)_{1000-850}$, $(\Delta H)_{850-700}$, $(\Delta H)_{700-500}$ в формулы (4), получим

$$H_{850} = 24,4 + 136,6 = 161,0 \text{ гПа},$$

$$H_{700} = 161,0 + 160,9 = 321,9 \text{ гПа},$$

$$H_{500} = 321,9 + 268,0 = 589,9 \text{ гПа}.$$

7. Расчет адиабатических изменений состояния температуры и влажности в воздушной массе и энергетические расчеты.

По данным о стратификации температуры и точки росы на АД, производя несложные построения, можно для каждой частицы воздуха найти уровень конденсации (УК), где $T = T_d$, построить кривую состояния, найти уровень конвекции, вычислить значение энергии неустойчивости и выделить конвективно-неустойчивые слои.

Уровень конденсации. На аэрологической диаграмме УК — точка пересечения сухой адиабаты и изограммы, проходящих соответственно через точки, где частица воздуха имеет температуру T и точку росы T_d .

Пример 1. Определить $УК_1$ для частицы 1, находящейся на уровне 1000 гПа с $T = 18,0^\circ\text{C}$ и $T_d = 10,0^\circ\text{C}$. На рис. 3 точка пересечения сухой адиабаты и изограммы, проходящих на уровне 1000 гПа соответственно через точки с $T = 18^\circ\text{C}$ и $T_d = 10^\circ\text{C}$, находится на уровне 890 гПа и является уровнем конденсации.

Пример 2. На рис. 3 для точки 2, где $p = 850$ гПа, $T = 2,0^\circ\text{C}$, $T_d = -1,0^\circ\text{C}$, $УК_2$ соответствует $p = 810$ гПа.

Кривая состояния. Уровень конвекции. Кривая состояния (КС) дает представление об изменении T и T_d при адиабатическом подъеме частицы воздуха в атмосфере. На АД она изображается в виде кривой, в ненасыщенном воздухе состоящей из отрезка сухой адиабаты, проходящего от исходного уровня подъема частицы до уровня конденсации, и отрезка влажной адиабаты, начало которого совпадает с УК. В тех случаях, когда на исходном уровне воздух насыщен, кривая состояния представляется отрезком влажной адиабаты.

Точка пересечения кривой состояния с кривой стратификации температуры является уровнем конвекции.

Пример. На рис. 3 кривая состояния для частицы воздуха с $T = 18,0^\circ\text{C}$, $T_d = 10,0^\circ\text{C}$ и $p = 1000$ гПа состоит из отрезка сухой адиабаты между уровнями 1000 гПа $УК_1 = 890$ гПа и отрезка влажной адиабаты между $УК_1$ и точкой H_K на уровне 400 гПа, являющейся уровнем конвекции. Точки КС лежат правее кривой стратификации температуры. Следовательно, температура частицы 1 (T_i) выше температуры окружающего воздуха (T), что обуславливает ее свободный подъем в слое 1—5.

Если построить кривую состояния для частицы 6 с $T = 9,4^\circ\text{C}$, $T_d = 4,5^\circ\text{C}$ и $p = 920$ гПа, то она параллельна кривой состояния для точки 1 и пересечет кривую стратификации температуры на уровне 490 гПа. Точки этой КС также

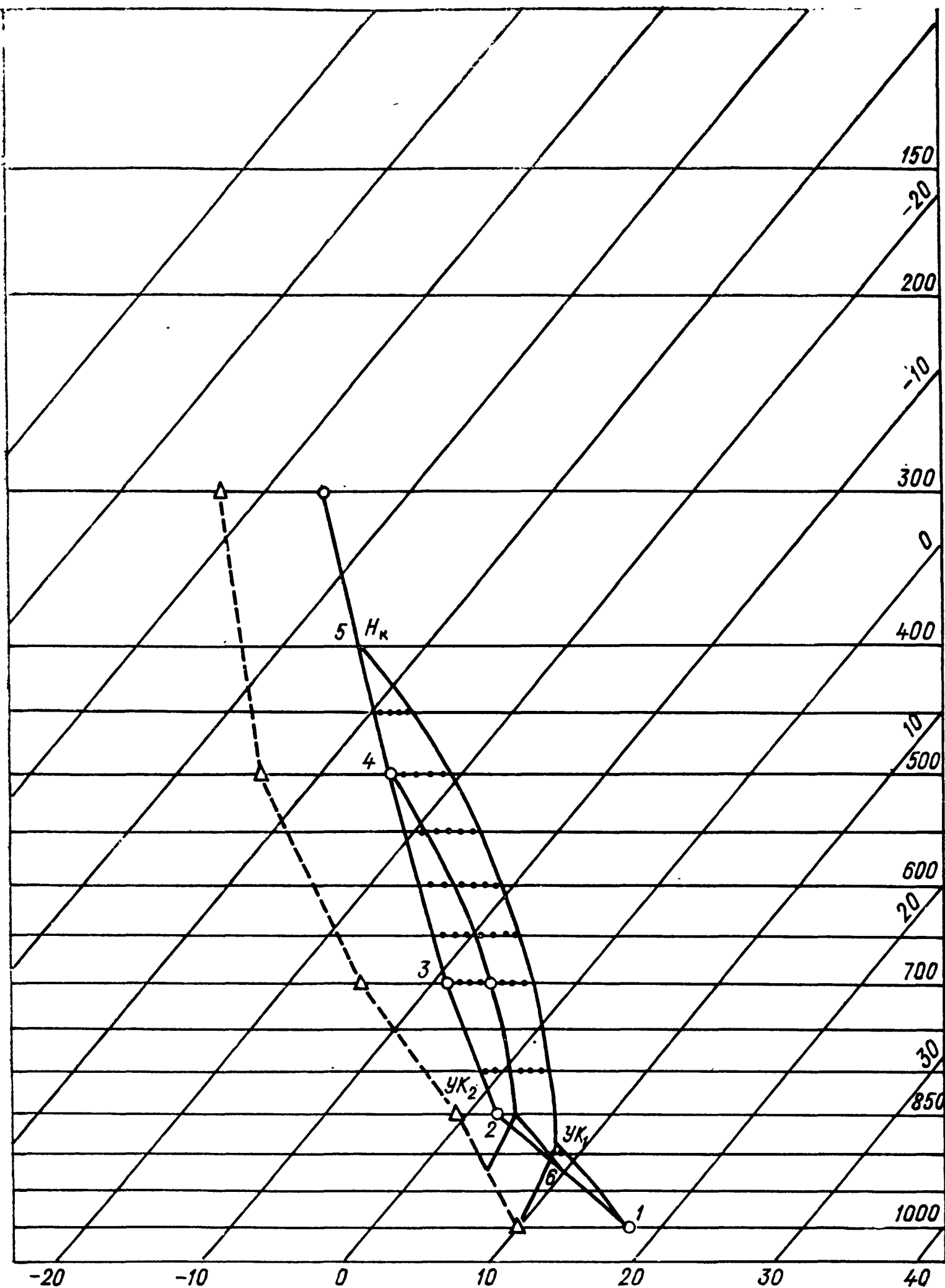


Рис. 3. Пример определения уровня конденсации, кривой состояния и энергии неустойчивости с помощью бланка АД.

лежат правее кривой стратификации T , $(T_i - T) > 0$, и рассматриваемая частица может свободно подниматься.

Кривая состояния для частицы 2 с $T=2,0^\circ\text{C}$, $T_d=1,0^\circ\text{C}$ и $p=850$ гПа будет проходить левее кривой стратификации T и $(T_i - T) < 0$. В этом случае температура частицы ниже температуры окружающего воздуха, что исключает возможность ее свободного подъема.

Энергия неустойчивости. Работа, совершаемая силой Архимеда при адиабатическом подъеме единичной массы воздуха, называется энергией неустойчивости слоя атмосферы, в котором подъем происходит. Энергия неустойчивости пропорциональна площади, ограниченной кривой стратификации температуры, кривой состояния и двумя изобарами. Она может быть вычислена по данным зондирования атмосферы с помощью АД. Знак энергии определяется соответственно знаку разности $(T_i - T)$. При $(T_i - T) > 0$ (КС лежит правее кривой стратификации) энергия неустойчивости положительная, а при $(T_i - T) < 0$ (КС лежит левее кривой стратификации T) энергия неустойчивости отрицательная. При $T_i = T$ (КС совпадает с кривой стратификации T) энергия неустойчивости равна нулю.

Пример. Вычислить энергию неустойчивости A частицы 1 по данным рис. 3 для слоя 1— H_k . Поскольку температура частицы 1 выше температуры окружающего воздуха $(T_i - T) > 0$, то $A > 0$. Расчет величины A производится по формуле

$$A = a_1 S_1 + a_2 S_2 + a_3 S_3 + \dots + a_n S_n,$$

в которой S_1, \dots, S_n — небольшие площадки, на которые разбита площадь, ограниченная КС и кривой стратификации температуры; a_1, \dots, a_n — средние для этих площадок значения энергии неустойчивости, найденные по шкале, помещенной на правом поле АД для каждой из площадок S_1, \dots, S_n . В рассматриваемом слое площадь, ограниченная кривой стратификации температуры 1, 2, 3, 4, 5 и кривой состояния 1, УК₁, H_k разбивалась на 12 площадок. Суммарная для этих площадок энергия неустойчивости $A = 36,1 \cdot 0,2 + 36,6 \cdot 0,3 + 37,2 \cdot 0,7 + 37,4 \cdot 1,7 + 37,8 \cdot 2,0 + 38,5 \cdot 2,6 + 39,3 \cdot 3,1 + 40,1 \cdot 3,2 + 40,9 \times 3,0 + 42,0 \cdot 2,8 + 42,7 \cdot 2,7 + 45,7 \cdot 0,9 = 930,39$ Дж.

В тех случаях, когда в рассматриваемом слое атмосферы площади, ограниченные КС и кривой стратификации температуры, лежат слева и справа от последней, можно вычислить суммарную для слоя энергию, учитывая, что первые характеризуют отрицательную, а вторые положительную энергию неустойчивости.

Приложение 2

Вычисление производных по данным карт погоды

При использовании для практических расчетов формул и соотношений, приводимых в данном Руководстве и других пособиях, возникает необходимость вычисления частных производных от тех или иных метеорологических величин — геопотенциала, температуры, влажности и др. Такие расчеты могут быть произведены

с использованием предварительно проанализированных карт метеоэлементов (или карт погоды). Здесь существенным является то, что при проведении анализа карт обычно устраняются различные дефекты, содержащиеся в данных наблюдений и связанные с недостаточностью или неравномерным размещением последних, а также со всевозможными ошибками, возникающими при измерениях и при кодировании, передаче и приеме сообщений. Укажем способы расчета производных с использованием проанализированных карт погоды, выполнимые вручную или с применением простейших вычислительных средств.

Если $f(x, y)$ — некоторая функция (геопотенциал, температура и др.), то ее первая производная по какой-либо независимой пере-

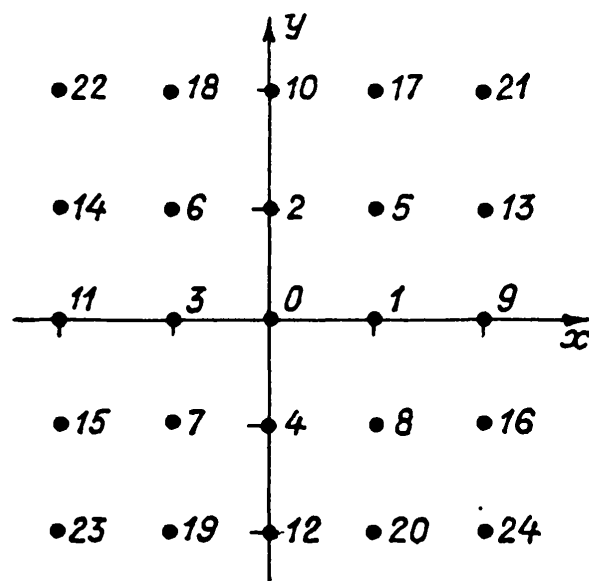


Рис. 1. Нумерация точек регулярной сетки, используемых при вычислении частных производных.

менной (например, по координате x) приближенно может быть записана так:

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{\delta f}{\delta x}, \quad (5)$$

где δf и δx — конечные приращения функции f и независимой переменной x . Пользуясь обозначениями на рис. 1, примем $\delta f = f_1 - f_3$, $\delta x = x_1 - x_3$. Тогда формула (5) дает значение производной $\partial f / \partial x$ в точке 0.

Переход в (5) от значения производной к отношению конечных приращений (или конечных разностей) соответствует тому, что значение производной в точке 0 заменяется ее средним значением на интервале от x_1 до x_3 .

Величину δf по данным проанализированных карт погоды следует находить для достаточно больших приращений независимой переменной. Так, для переменных x, y приращения должны быть не менее среднего расстояния между пунктами наблюдений. Несоблюдение этого условия может привести к недопустимым ошибкам, так как приращение функции в подобном случае будет получаться в виде разности близких по значению приближенных ее величин. В зависимости от назначения формул при расчетах частных производных по данным карт погоды приращения δx и δy выбираются в пределах от 250 до 1000 км, приращение δp — по вертикали от 50 до 200 гПа и δt — от 1 до 24 ч.

С учетом нумерации точек на рис. 1 приведем формулы, обычно используемые для определения первых и вторых частных производных по x и y в точке с индексом 0:

$$\begin{aligned}
 \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_0 &= \frac{1}{2d} (f_1 - f_3), \quad \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_0 = \frac{1}{2d} (f_2 - f_4), \\
 \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2}\right)_0 &= \frac{1}{2d} \left[\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_1 - \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_3 \right] = \\
 &= \frac{1}{2d} \left[\frac{f_9 - f_0}{2d} - \frac{f_0 - f_{11}}{2d} \right] = \frac{1}{4d^2} (f_9 + f_{11} - 2f_0), \\
 \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right)_0 &= \frac{1}{2d} \left[\left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_2 - \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_4 \right] = \\
 &= \frac{1}{2d} \left[\frac{f_{10} - f_0}{2d} - \frac{f_0 - f_{12}}{2d} \right] = \frac{1}{4d^2} (f_{10} + f_{12} - 2f_0), \\
 (\Delta f)_0 &= \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} = \frac{1}{4d^2} [f_9 + f_{10} + f_{11} + f_{12} - 4f_0] = \frac{1}{d^2} [f_0^+ - f_0], \\
 \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y}\right)_0 &= \frac{1}{2d} \left[\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_2 - \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_4 \right] = \frac{1}{2d} \left[\frac{f_5 - f_6}{2d} - \frac{f_8 - f_7}{2d} \right] = \\
 &= \frac{1}{4d^2} [(f_5 - f_6) - (f_8 - f_7)]. \tag{6}
 \end{aligned}$$

Здесь f — величина какого-либо метеорологического элемента; цифровой индекс при f , $\partial f/\partial x$, $\partial f/\partial y$ и т. д. указывает номер точки на рис. 1; $2d$ — приращение независимых переменных x и y ; d — шаг квадратной сетки (расстояние между соседними точками); Δ — двумерный оператор Лапласа ($\Delta = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$); f^+ — среднее значение f на окружности, проходящей через точки 9, 10, 11, 12, образующие «прямой» крест.

Формулы для расчета производных более высокого порядка, например третьего, могут быть получены так же, как и приведенные формулы для производных второго порядка, т. е. путем составления первых производных от выражений для вторых производных.

В приведенных выше формулах частные производные выражены с помощью центральных разностей (т. е. симметричных относительно точки, для которой вычисляются производные). Возможно, однако, использование не центральных, а односторонних (направленных) разностей, например:

$$\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_0 = \frac{1}{d} (f_0 - f_3) \quad \text{или} \quad \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_0 = \frac{1}{d} (f_1 - f_0), \tag{7}$$

причем первая из этих формул применяется в случае, если поток направлен от точки 3 к точке 0, а вторая — при потоке противоположного направления (от точки 1 к точке 0). Примеры формул, содержащих разности другого вида, будут приведены ниже.

Формулы (6), (7), как и приводимые ниже формулы (8), предназначены для расчета производных по x , y от величин, заданных

на каких-либо поверхностях, близких к горизонтальным, например на изобарических поверхностях, на уровне тропопаузы, на уровне моря и др. Однако такой же вид имеют и формулы для определения частных производных по независимым переменным p и t , причем в этих случаях $2d$ будет обозначать соответственно приращения этих независимых переменных.

Для уменьшения погрешности при расчете производных по данным карт погоды, исходя из правил приближенных вычислений, целесообразно в формулах (6) вместо конечных разностей первого и второго порядка от f ввести каким-либо способом их осредненные значения. Некоторым из этих формул можно, например, придать такой вид:

$$\begin{aligned}\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_0 &= \frac{1}{4d} \{(f_1 - f_3) + 0,5[(f_5 - f_6) + (f_8 - f_7)]\}, \\ \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_0 &= \frac{1}{4d} \{(f_2 - f_4) + 0,5[(f_5 - f_8) + (f_6 - f_7)]\}, \\ \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2}\right)_0 &= \frac{1}{8d^2} \{(f_9 + f_{11} - 2f_0) + 0,5[(f_{13} + f_{14} - 2f_2) + \\ &\quad + (f_{16} + f_{15} - 2f_4)]\}, \\ \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right)_0 &= \frac{1}{8d^2} \{(f_{10} + f_{12} - 2f_0) + 0,5[(f_{17} + f_{20} - \\ &\quad - 2f_1) + (f_{18} + f_{19} - 2f_3)]\}.\end{aligned}\quad (8)$$

Заметим еще, что наряду с указанным в формуле (6) возможно иное представление выражения для оператора Лапласа $(\Delta f)_0$. Для того чтобы выяснить эту возможность, учтем, что, согласно (6)

$$(\Delta f)_0^+ = \frac{1}{d^2} (f_0^+ - f_0) = \frac{1}{r^2} (f_9 + f_{10} + f_{11} + f_{12} - 4f_0),$$

где $r=2d$ — радиус окружности, по точкам которой вычислено значение f_0^+ путем осреднения. Если производить осреднение по точкам 21—24, лежащим на окружности радиуса $r=2\sqrt{2}d$, то получим выражение для оператора Лапласа в виде

$$(\Delta f)_0^\times = \frac{1}{r^2} (f_0^\times - f_0) = \frac{1}{r^2} (f_{21} + f_{22} + f_{23} + f_{24} - 4f_0),$$

где f^\times — среднее значение f на окружности радиусом $r=2\sqrt{2}d$. Комбинируя оба приведенных выражения $(\Delta f)_0$ с весами 2 и 1, получаем

$$\begin{aligned}(\Delta f)_0 &= \frac{1}{3} [2(\Delta f)_0^+ + (\Delta f)_0^\times] = \\ &= \frac{1}{24d^2} \{4(f_9 + f_{10} + f_{11} + f_{12}) + (f_{21} + f_{22} + f_{23} + f_{24}) - 20f_0\}.\end{aligned}\quad (9)$$

При определении производных по формулам (8) и (9) средняя квадратическая ошибка расчетов, обусловленная случайными ошибками в исходных данных в точках сетки, в 2—3 раза меньше

ошибки расчетов по формулам (6). Можно было бы получить формулы для расчетов $\partial f/\partial x$ и $\partial f/\partial y$ по данным в еще большем количестве точек и таким путем снизить погрешность расчетов. Однако применение формул, подобных (8) и (9), целесообразно с точки зрения уменьшения влияния случайных ошибок и ведет одновременно к излишнему сглаживанию получаемых значений производных, что в ряде случаев может привести к нежелательным последствиям при дальнейшем использовании рассчитанных величин. Выбор представления производных в каждом случае должен про-

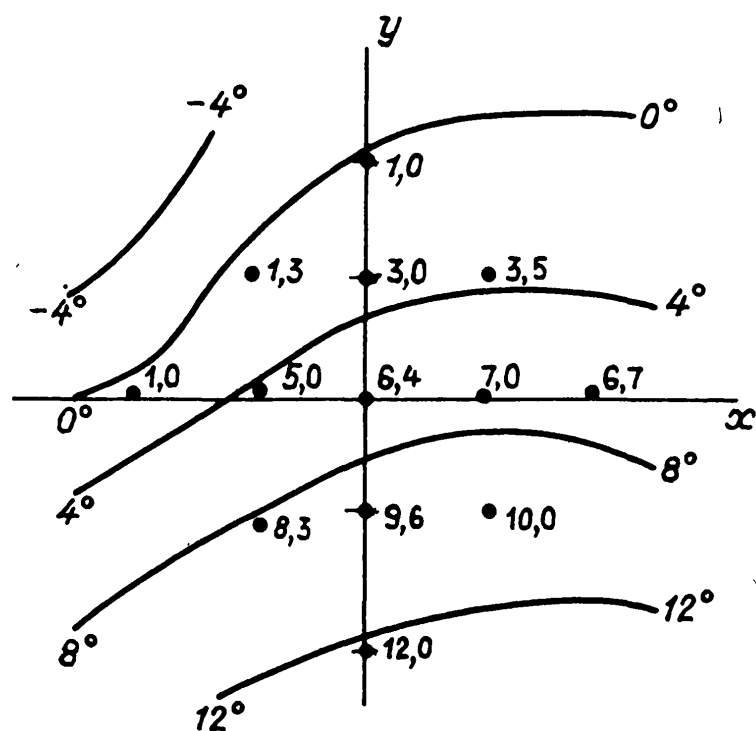


Рис. 2. Изотермы на изобарической поверхности и значения температуры, проинтерполированные в точки сетки.

изводиться с учетом специфики задачи. Здесь же отметим, что формулы (8) и (9) могут быть использованы при расчетах для наиболее освещенных наблюдениями частей карты погоды, тогда как в случае ограниченной информации следует пользоваться формулами (6).

Приведем пример расчета производных по формулам (6). Пользуясь значениями температуры на изобарической поверхности в точках сетки (рис. 2) и принимая $d=500$ км, путем интерполяции между изотермами с помощью формул (6) находим:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_0 = \frac{1}{10^6} (7,0 - 5,0) = 2,0 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C/м},$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_0 = \frac{1}{10^6} (3,0 - 9,6) = -6,6 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C/м},$$

$$\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}\right)_0 = \frac{1}{10^{12}} (6,7 + 1,0 - 12,8) = -5,1 \cdot 10^{-12} \text{ } ^\circ\text{C/м}^2,$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y}\right)_0 &= \frac{1}{10^2} [(3,5 - 1,3) - (10,0 - 8,3)] = \\ &= 0,5 \cdot 10^{-12} \text{ } ^\circ\text{C/м}^2. \end{aligned}$$

В приведенных выше формулах и примерах не принималась во внимание зависимость масштаба карты от широты места, что вполне допустимо, если область расчетов невелика. В других случаях для учета изменения масштаба в пределах карты может быть введена соответствующая поправка: вычисленные значения первых производных по x и y умножаются на масштабный множитель m , а вторых производных — на m^2 . В случае карты в стереографической проекции $m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi}$, где φ — широта места; при $\varphi = 60^\circ$ $m = 1$, при $\varphi = 25^\circ$

$m = 1,3$. С помощью множителя m учитывается изменение с широтой расстояний на местности между точками сетки, равномерно расположенными на плоскости карты.

В заключение отметим, что наряду с расчетом по предварительно проинтерполированным данным в точках регулярной сетки производные по x , y могут быть определены и непосредственно по проконтролированным значениям метеоэлементов в пунктах наблюдения, т. е. в точках нерегулярной сетки. Такие расчеты осуществляются с применением ЭВМ на основе методов объективного анализа метеорологических полей (см. п. 5.10). В этом случае расчет производных выполняется по формулам вида

$$\partial f / \partial x = \sum_{i=1}^n a_i f'_i + \partial \bar{f} / \partial x,$$

$$\partial f / \partial y = \sum_{i=1}^n b_i f'_i + \partial \bar{f} / \partial y,$$

где f'_i — значения отклонений функции $f(x, y)$ от климатической нормы $\bar{f}(x, y)$ в n пунктах наблюдения, окружающих точку, для которой вычисляется производная; a_i и b_i — коэффициенты (веса), зависящие от вида автокорреляционной функции рассматриваемого поля $f(x, y)$ и от взаиморасположения пунктов, данные наблюдений в которых использованы. Эти коэффициенты находятся путем решения специально составляемых систем алгебраических уравнений, аналогичных используемым при объективном анализе (см. п. 5.10) и отличающихся от них только видом правых частей. При таком способе расчета производных естественно учитываются особенности статистической структуры метеорологических полей, а также данные о реальной надежности наблюдений. Аналогичным образом по данным в пунктах наблюдения могут вычисляться и производные более высокого порядка; отличия будут лишь в правых частях уравнений для определения весовых коэффициентов.

Средние отклонения температуры воздуха от ее значения в 21 ч в теплое полугодие для ряда городов (Мурманск, Архангельск, Москва, Свердловск, Вильнюс, Красноярск, Иркутск, Чита, Минск, Алма-Ата) при разном количестве облаков нижнего яруса (N)

N баллы	Местное среднее солнечное время, ч														Время (ч) наступления		$(A_N)_{\max}$
	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	T			
														T _{min}	T _{max}		
М у р м а н с к																	
Апрель																	
0—4	0,0	—1,2	—2,6	—3,6	—4,1	—3,4	—1,0	+1,2	+3,0	+3,4	+3,1	+1,6	0,0	5	15—16	7,5	
5—7																	
8—10	0,0	—0,6	—1,2	—1,8	—1,7	—1,2	—0,8	—0,2	+0,5	+0,5	+0,4	+0,2	0,0	4	13—16	2,4	
Май																	
0—4	0,0	—1,8	—2,7	—2,6	—1,3	+0,4	+2,0	+3,2	+3,4	+3,2	+2,7	+1,4	0,0	2	12—14	6,2	
5—7																	
8—10	0,0	—0,5	—0,6	—0,6	—0,6	—0,1	+0,4	+0,8	+1,1	+1,1	+0,9	+0,4	0,0	4	14	1,9	
Июнь																	
0—4	0,0	—2,3	—6,2	—5,3	—2,8	—0,5	+2,2	+4,0	+4,9	+5,0	+4,2	+2,3	0,0	2	14—15	11,3	
5—7																	
8—10	0,0	—0,5	—0,4	0,0	+0,3	+0,7	+1,4	+1,9	+2,1	+1,8	+1,0	+0,5	0,0	0	13—14	2,6	
Июль																	
0—4	0,0	—2,2	—4,6	—5,0	—3,8	—1,1	+1,6	+4,0	+5,5	+5,7	+5,1	+3,5	0,0	2—3	14—15	10,7	
5—7																	
8—10	0,0	—0,4	—0,6	—0,4	+0,3	+0,6	+0,8	+1,1	+1,3	+1,1	+0,7	+0,5	0,0	1	13—14	1,9	
Август																	
0—4	0,0	—2,0	—3,5	—4,7	—4,3	—1,9	+1,6	+5,1	+6,7	+7,2	+6,7	+4,3	0,0	4	15	12,0	
5—7																	
8—10	0,0	—0,7	—1,2	—1,4	—1,0	—0,2	+0,8	+2,0	+2,9	+2,6	+2,0	+1,4	0,0	2—3	13	4,3	

Сентябрь

0—4	0,0	—0,5	—1,1	—1,7	—2,6	—2,5	0,0	+3,0	+4,2	+4,1	+2,9	+1,1	0,0	6	13—14	7,1
5—7																
8—10	0,0	—0,6	—0,7	—0,4	—0,1	+0,3	+0,8	+1,4	+1,7	+1,5	+1,2	+0,5	0,0	1	13	2,4

Архангельск

Апрель

0—4	0,0	—1,8	—3,1	—4,3	—5,0	—2,6	+1,6	+4,2	+5,5	+5,9	+4,9	+3,5	0,0	5	15	10,9
5—7	0,0	—1,0	—2,1	—3,3	—4,2	—3,7	—2,5	—0,7	+0,9	+1,5	+1,3	+0,7	0,0	5	15—16	5,7
8—10	0,0	—0,3	—0,8	—1,4	—1,8	—1,4	—0,6	+0,1	+0,7	+1,0	+0,8	+0,4	0,0	5	15	2,8

Май

0—4	0,0	—2,1	—3,8	—5,0	—3,5	—0,9	+2,2	+4,0	+5,1	+5,6	+5,0	+3,4	0,0	3	15	10,6
5—7	0,0	—1,2	—2,1	—2,8	—2,7	—2,3	—1,5	—0,7	+0,4	+1,2	+1,1	+0,8	0,0	3—4	15—16	4,0
8—10	0,0	—0,4	—0,8	—1,2	—1,3	—0,8	—0,3	0,0	+0,3	+0,6	+0,4	+0,2	0,0	4—5	15	1,8

Июнь

0—4	0,0	—2,0	—3,8	—5,3	—4,9	—2,4	—0,0	+1,7	+2,8	+2,6	+1,8	+0,8	0,0	4	13	8,8
5—7	0,0	—1,1	—1,9	—2,7	—2,9	—2,1	—0,1	+0,9	+1,4	+1,7	+1,5	+1,0	0,0	4	14—15	4,8
8—10	0,0	—0,3	—0,6	—0,8	—1,0	—1,0	—0,1	—0,4	0,0	+0,6	+0,4	+0,2	0,0	4—7	15—16	1,6

Июль

0—4	0,0	—2,3	—3,8	—5,4	—4,5	—2,2	+0,3	+2,1	+3,2	+3,3	+2,5	+1,1	0,0	3—4	14	8,9
5—7	0,0	—0,8	—1,6	—2,3	—3,3	—3,3	—1,1	+0,6	+2,3	+2,8	+2,2	+1,2	0,0	6	14—15	6,8
8—10																

Нет данных

Август

0—4	0,0	—1,9	—3,0	—4,2	—4,2	—1,5	+2,0	+4,4	+5,9	+5,8	+4,6	+2,6	0,0	4	14	10,5
5—7	0,0	—0,9	—1,8	—2,8	—4,0	—3,3	—1,1	+0,7	+2,2	+2,8	+2,2	+1,2	0,0	6	14—15	6,9
8—10	0,0	—0,7	—1,2	—1,6	—1,9	—1,2	—0,6	+0,3	+1,0	+1,3	+0,9	+0,5	0,0	5	15	3,2

Сентябрь

0—4	0,0	—2,0	—3,0	—4,1	—4,3	—1,3	+1,0	+3,2	+4,3	+4,4	+3,4	+1,6	0,0	4	14	9,1
5—7	0,0	—1,0	—1,8	—2,6	—2,7	—1,9	—0,9	+1,1	+2,4	+2,9	+2,2	+1,2	0,0	4	14—15	5,8
8—10	0,0	—0,4	—0,6	—0,8	—0,9	—0,5	—0,1	+0,5	+1,1	+1,5	+0,9	+0,5	0,0	4—5	15	2,4

N баллы	Местное среднее солнечное время, ч														Время (ч) наступления		х _м (Δ _т)
	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	T			
														T _{min}	T _{max}		
Москва																	
Апрель																	
0—4	0,0	—1,5	—2,9	—4,0	—4,5	—1,6	+3,4	+5,9	+7,1	+7,6	+6,6	+3,9	0,0	5	15	12,1	
5—7	0,0	—1,4	—2,2	—2,5	—2,9	—4,2	—2,0	+0,2	+1,4	+2,0	+2,0	+1,1	0,0	6	16	7,0	
8—10	0,0	—0,3	—0,7	—1,1	—1,3	—1,2	—0,5	+0,4	+1,3	+1,5	+1,2	+0,7	0,0	5—6	15	2,8	
Май																	
0—4	0,0	—2,5	—4,0	—5,0	—4,6	—1,3	+2,5	+4,5	+5,8	+6,0	+5,3	+3,6	0,0	3	14—15	11,0	
5—7	0,0	—1,4	—2,6	—3,7	—3,9	—1,7	+1,2	+2,9	+3,6	+4,2	+3,7	+2,5	0,0	4—5	15	8,1	
8—10	0,0	—0,7	—1,0	—1,1	—1,2	—0,9	—0,3	+0,1	+0,4	+0,8	+0,8	+0,6	0,0	5	16	2,4	
Июнь																	
0—4	0,0	—2,5	—4,0	—5,0	—3,6	+0,5	+4,3	+6,2	+7,2	+7,5	+6,8	+5,0	0,0	3—4	14—15	12,5	
5—7	0,0	—1,8	—2,8	—3,7	—4,3	—2,5	0,0	+2,3	+3,2	+3,5	+3,6	+2,6	0,0	5	16	8,4	
8—10	0,0	—1,0	—1,3	—2,0	—2,4	—2,1	—1,6	—0,7	—0,2	+0,1	+0,4	+0,3	0,0	5	16	2,9	
Июль																	
0—4	0,0	—1,4	—2,9	—3,9	—4,0	+0,2	+4,2	+6,4	+7,6	+7,9	+7,1	+5,1	0,0	4	14	12,1	
5—7	0,0	—1,9	—3,0	—3,9	—4,4	—2,6	+0,2	+2,6	+3,9	+4,8	+3,9	+2,3	0,0	5	15	9,2	
8—10	0,0	—1,3	—1,9	—2,4	—2,7	—1,4	+0,5	+1,0	+2,2	+3,1	+2,2	+1,5	0,0	5	15	5,8	
Август																	
0—4	0,0	—1,9	—3,3	—4,3	—3,3	+0,4	+5,2	+7,9	+9,0	+9,0	+8,9	+5,5	0,0	4	13—15	13,4	
5—7	0,0	—2,2	—3,0	—3,2	—3,8	—3,1	—0,5	+2,1	+2,7	+3,6	+2,8	+2,1	0,0	5—6	16	8,1	
8—10	0,0	—0,8	—1,2	—1,5	—1,8	—1,6	—0,5	+0,8	+1,8	+2,1	+2,3	+1,3	0,0	5—6	16	4,3	
Сентябрь																	
0—4	0,0	—1,2	—2,5	—4,0	—5,3	—3,7	+3,0	+6,1	+7,3	+7,1	+5,9	+2,5	0,0	5	13—14	12,4	
5—7	0,0	—0,8	—1,8	—2,5	—2,9	—3,4	—1,4	+1,6	+3,0	+3,3	+3,1	+2,5	0,0	6—7	14—15	6,7	
8—10	0,0	—0,5	—0,8	—1,0	—1,6	—0,8	0,0	+1,2	+1,6	+1,8	+1,5	+0,3	0,0	5	16	3,5	

Свердловск

Апрель

0-4	0,0	-1,9	-3,5	-4,8	-5,8	-3,2	+2,3	+5,5	+7,0	+7,3	+5,8	+3,0	0,0	5	14-15	13,1
5-7	0,0	-1,1	-2,0	-3,4	-4,5	-4,0	-1,3	+0,8	+2,4	+3,4	+3,0	+1,5	0,0	6	15-16	8,2
8-10	0,0	-0,6	-1,3	-2,1	-3,0	-3,3	-2,0	-0,8	+0,8	+1,8	+2,5	+1,4	0,0	6	16	6,0

Май

0-4	0,0	-2,9	-5,5	-7,6	-6,2	-1,8	+2,5	+5,2	+6,8	+7,4	+6,5	+4,3	0,0	3-4	14-15	15,0
5-7	0,0	-2,0	-3,4	-4,9	-6,0	-3,8	-0,5	+1,7	+3,1	+4,2	+3,3	+1,5	0,0	6	15	10,4
8-10	0,0	-1,1	-1,9	-2,9	-3,4	-2,0	+0,2	+1,6	+3,2	+4,4	+3,8	+2,3	0,0	5	15	7,8

Июнь

0-4	0,0	-3,6	-6,0	-7,9	-5,5	+0,2	+4,0	+6,7	+8,3	+7,5	+5,8	+3,5	0,0	3	13-14	16,2
5-7	0,0	-2,1	-3,9	-6,5	-5,9	-3,6	-0,7	+2,2	+4,6	+5,5	+4,1	+1,9	0,0	4	14-15	13,3
8-10	0,0	-1,0	-1,9	-2,8	-2,0	+0,4	+2,5	+4,4	+5,8	+6,5	+4,8	+2,0	0,0	3	15	9,3

Июль

0-4	0,0	-3,2	-5,4	-7,2	-5,6	-1,4	+2,7	+5,2	+6,0	+5,8	+5,0	+3,4	0,0	3	13-14	13,2
5-7	0,0	-2,6	-4,1	-5,2	-6,2	-4,1	-0,9	+1,8	+3,8	+4,6	+4,1	+2,3	0,0	5	15-16	10,8
8-10	0,0	-1,2	-2,0	-2,6	-3,0	-1,6	0,0	+1,2	+2,5	+3,2	+3,1	+1,6	0,0	5	16	6,4

Август

0-4	0,0	-2,8	-4,5	-5,5	-5,5	-1,2	+3,7	+6,6	+7,7	+7,4	+5,6	+3,4	0,0	4	14	13,5
5-7	0,0	-1,4	-3,0	-4,8	-6,4	-4,3	-1,0	+1,1	+2,7	+4,1	+3,4	+1,7	0,0	5	15	10,5
8-10	0,0	-0,8	-1,7	-2,2	-1,9	-0,6	+0,7	+2,1	+3,3	+3,9	+2,7	+1,2	0,0	3	15	6,1

Сентябрь

0-4	0,0	-2,7	-4,0	-4,9	-5,5	-3,6	+2,2	+6,7	+8,5	+9,0	+6,7	+3,2	0,0	5	14	14,6
5-7	0,0	-1,2	-2,1	-3,0	-3,6	-2,4	+1,2	+4,3	+6,1	+5,6	+3,6	+1,6	0,0	5-6	14	9,8
8-10	0,0	-0,7	-1,4	-2,1	-3,0	-2,7	-1,1	+0,5	+1,9	+2,8	+2,3	+1,2	0,0	6	15	6,1

N баллы	Местное среднее солнечное время, ч														Время (ч) наступления		(A _N) _{max}
															T _{min}	T _{max}	
	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21				
В и л ь н ю с																	
Апрель																	
0—4	0,0	—1,3	—2,5	—3,5	—3,6	—0,9	+2,4	+4,3	+4,9	+4,5	+3,5	+1,4	0,0	4	13	8,7	
5—7	0,0	—0,6	—2,3	—2,8	—2,8	—2,1	+0,3	+2,6	+3,7	+3,7	+2,8	+1,8	0,0	5	14	6,7	
8—10	0,0	—0,6	—1,1	—1,4	—1,7	—1,8	—1,1	+0,1	+1,2	+1,6	+1,2	+0,6	0,0	6—7	15	3,4	
Май																	
0—4	0,0	—2,2	—3,9	—5,1	—4,9	—1,7	+2,5	+4,4	+5,6	+5,9	+5,3	+4,0	0,0	4	14	11,5	
5—7	0,0	—1,5	—3,0	—3,5	—4,2	—3,1	—0,9	+0,5	+1,9	+3,2	+2,7	+1,8	0,0	4	15—16	7,6	
8—10	0,0	—1,0	—1,8	—2,6	—2,7	—2,2	—0,6	+0,9	+1,9	+1,6	+1,2	+0,3	0,0	5—6	14	4,7	
Июнь																	
0—4	0,0	—3,0	—5,0	—6,4	—5,0	—2,0	+0,5	+2,7	+3,8	+4,3	+4,0	+3,2	0,0	4	15	11,0	
5—7	0,0	—2,0	—2,7	—3,0	—4,1	—3,0	—0,6	+1,4	+2,1	+2,7	+2,7	+1,5	0,0	5	15—17	6,8	
8—10	0,0	—1,6	—2,0	—2,6	—3,2	—2,7	—1,7	—0,4	+1,6	+2,6	+2,3	+1,4	0,0	5	15—16	5,8	
Июль																	
0—4	0,0	—2,1	—3,7	—4,8	—4,7	—1,6	+1,0	+3,6	+4,6	+4,7	+4,3	+3,2	0,0	4	14—15	9,8	
5—7	0,0	—1,4	—2,6	—3,7	—3,7	—2,8	—1,2	+1,2	+2,9	+3,5	+3,2	+2,1	0,0	4	14—15	7,3	
8—10	0,0	—0,9	—1,6	—2,3	—3,3	—2,9	—1,4	—0,1	+1,4	+2,5	+2,4	+1,1	0,0	4	15	6,0	
Август																	
0—4	0,0	—1,7	—3,0	—3,9	—4,4	—2,0	+2,1	+4,4	+5,7	+5,8	+5,0	+3,1	0,0	5	14	10,3	
5—7	0,0	—1,3	—2,4	—3,5	—3,5	—2,7	—0,8	+1,9	+3,6	+3,4	+2,8	+2,0	0,0	6	13	7,2	
8—10	0,0	—0,9	—2,1	—2,3	—2,6	—2,3	—1,2	+0,2	+1,9	+2,9	+2,6	+0,7	0,0	5—6	16	5,7	
Сентябрь																	
0—4	0,0	—1,3	—2,5	—3,5	—4,2	—2,5	+1,5	+5,0	+6,7	+6,5	+5,1	+2,5	0,0	5	13—14	0,9	
5—7	0,0	—0,6	—1,4	—1,9	—2,2	—2,3	—0,1	+1,7	+3,3	+3,5	+3,1	+1,8	0,0	6—7	14	6,2	
8—10	0,0	—0,6	—0,8	—1,3	—1,2	—1,0	—0,3	+1,3	+2,8	+2,7	+1,7	+0,3	0,0	4	14	5,9	

Красноярск

Апрель

0—4	0,0	—1,9	—3,2	—4,4	—4,8	—2,0	+1,5	+4,2	+6,3	+6,7	+5,8	+2,9	0,0	4	14—15	11,6
5—7	0,0	—1,0	—1,7	—2,5	—3,2	—2,7	—0,1	+1,8	+2,9	+3,5	+2,9	+1,5	0,0	6	15	6,9
8—10	0,0	—0,8	—1,5	—2,1	—2,7	—2,0	—0,8	0,0	+1,1	+1,6	+1,4	+0,6	0,0	6	15	4,4

Май

0—4	0,0	—3,4	—7,3	—8,9	—7,5	—2,0	+2,4	+4,6	+6,3	+6,7	+6,3	+4,3	0,0	3	15	15,6
5—7	0,0	—1,7	—2,9	—3,9	—4,0	—1,9	+0,4	+2,2	+3,4	+4,2	+3,8	+2,5	0,0	5	15	8,2
8—10	0,0	—1,1	—1,8	—2,2	—2,9	—1,6	0,0	+1,0	+1,9	+2,3	+2,2	+1,6	0,0	5	15	5,2

Июнь

0—4	0,0	—3,6	—6,5	—8,3	—7,3	—2,4	+1,6	+4,7	+6,8	+7,3	+6,8	+4,9	0,0	3—4	15	15,6
5—7	0,0	—2,7	—4,2	—5,7	—5,4	—3,1	—0,2	+1,4	+2,9	+3,9	+3,9	+3,1	0,0	4	16	10,0
8—10	0,0	—1,1	—1,7	—2,8	—2,7	—1,7	—0,8	+0,4	+1,5	+2,0	+1,9	+1,1	0,0	4	16	5,1

Июль

0—4	0,0	—3,1	—5,7	—7,7	—8,3	—3,0	+1,4	+4,3	+6,2	+6,5	+5,9	+4,5	0,0	4	14—15	15,1
5—7	0,0	—1,8	—3,2	—4,5	—5,6	—3,5	—0,6	+1,9	+3,5	+3,9	+3,5	+2,5	0,0	5	15	9,5
8—10	0,0	—1,4	—1,9	—2,8	—3,4	—2,3	—1,1	—0,2	+1,1	+1,9	+1,9	+1,0	0,0	5	15—17	5,3

Август

0—4	0,0	—2,4	—3,9	—5,3	—6,0	—3,0	+0,5	+3,8	+6,2	+6,9	+6,0	+3,9	0,0	5	15	12,9
5—7	0,0	—1,3	—2,2	—3,4	—4,1	—2,1	0,0	+2,5	+4,1	+5,0	+4,3	+2,3	0,0	5	15	9,1
8—10	0,0	—0,7	—1,0	—1,5	—1,9	—1,5	—0,5	+0,7	+2,1	+2,1	+2,0	+0,9	0,0	6	14	4,3

Сентябрь

0—4	0,0	—1,4	—2,5	—3,5	—4,0	—3,3	0,0	+3,5	+5,6	+6,4	+5,3	+2,3	0,0	5	15	10,4
5—7	0,0	—0,5	—1,4	—1,7	—2,2	—2,8	—0,1	+1,5	+2,7	+3,0	+2,5	+0,8	0,0	6—7	14—15	5,8
8—10	0,0	—0,4	—0,6	—1,0	—1,3	—0,6	+0,2	+1,3	+2,2	+2,1	+1,5	+0,7	0,0	5—6	14	3,7

N баллы	Местное среднее солнечное время, ч														Время (ч) наступления		$(\Delta N)_{\text{max}}$
															T_{min}	T_{max}	
	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21				

Иркутск

Апрель

0—4	0,0	—1,7	—2,9	—4,0	—4,8	—2,2	+2,6	+6,4	+8,4	+8,2	+5,5	+2,1	0,0	5	14	13,4
5—7	0,0	—1,2	—1,6	—1,8	—2,2	—2,2	—1,0	+0,4	+1,8	+2,6	+2,8	+2,0	0,0	6	16—17	5,1
8—10	0,0															

Май

0—4	0,0	—2,8	—5,0	—6,5	—6,8	—2,0	+3,0	+7,0	+8,5	+8,7	+7,0	+3,7	0,0	4	14—15	15,7
5—7	0,0	—2,0	—3,9	—4,7	—4,9	—3,4	—1,2	+0,5	+1,4	+1,5	+1,4	+0,9	0,0	4—5	14—16	6,4
8—10	0,0	—0,7	—1,3	—2,1	—2,4	—2,4	—2,3	—1,6	—0,6	+0,9	+1,4	+0,9	0,0	5—8	16—17	3,8

Июнь

0—4	0,0	—3,2	—6,3	—8,3	—8,0	—3,5	+2,2	+6,4	+8,2	+8,4	+7,1	+4,7	0,0	4	14	17,2
5—7	0,0	—2,5	—4,9	—5,9	—5,7	—4,0	—1,6	+0,5	+2,4	+4,9	+5,0	+2,3	0,0	4	16	11,5
8—10	0,0	—0,9	—1,5	—2,5	—3,1	—3,3	—3,2	—2,5	—1,2	+0,3	+1,1	+1,0	0,0	7—8	17	21,1

Июль

0—4	0,0	—3,3	—5,4	—6,9	—7,0	—3,0	+1,5	+5,3	+7,1	+7,8	+6,4	+3,5	0,0	4	15	15,2
5—7	0,0	—1,5	—2,7	—3,6	—4,1	—2,9	—0,9	+1,9	+4,0	+5,3	+4,7	+2,5	0,0	5	15	9,4
8—10	0,0	—1,0	—2,1	—2,8	—3,2	—2,7	—1,4	0,0	+0,7	+1,4	+1,9	+1,5	0,0	5—6	16—17	5,1

Август

0—4	0,0	—2,5	—4,3	—5,7	—6,5	—2,8	+3,0	+7,0	+9,0	+9,3	+7,5	+3,0	0,0	5	14	5,9
5—7	0,0	—1,1	—1,8	—2,5	—2,5	—1,0	+1,7	+5,1	+7,5	+7,6	+4,8	+2,0	0,0	4	14	10,2
8—10	0,0	—0,8	—1,8	—2,6	—3,0	—2,8	—2,1	—1,2	—0,2	+1,0	+1,6	+0,8	0,0	5—6	16—17	4,6

Сентябрь

0—4	0,0	—2,2	—3,7	—4,9	—5,5	—3,1	+3,7	+8,4	+11,0	+11,1	+7,3	+3,3	0,0	5	14	16,8
5—7	0,0	—1,9	—3,6	—4,3	—4,5	—4,2	—2,5	+0,3	+3,0	+4,2	+3,8	+1,9	0,0	4—5	15—16	8,7
8—10	0,0	—0,3	—0,7	—1,0	—1,0	—0,8	—0,2	+0,7	+1,7	+2,5	+2,0	+1,0	0,0	3—5	15	3,5

Ч и т а

Апрель

0—4	0,0	—3,5	—5,6	—7,5	—7,7	—3,1	+2,9	+7,4	+9,5	+10,4	+9,2	+5,3	0,0	4	15	18,5
5—7	0,0	—2,0	—3,5	—4,1	—3,9	—1,6	+2,4	+5,7	+7,7	+7,9	+6,0	+2,2	0,0	3—4	14	12,3
8—10	0,0	—0,8	—1,2	—1,2	—1,0	0,0	+2,0	+4,0	+5,0	+4,2	+2,8	+1,4	0,0	4	13	6,4

Май

0—4	0,0	—4,2	—6,8	—8,6	—7,6	—1,6	+4,3	+7,9	+10,5	+11,6	+10,4	+7,2	0,0	4	15	20,6
5—7	0,0	—2,7	—4,5	—5,7	—5,0	—1,0	+3,7	+6,8	+8,4	+8,8	+8,0	+3,8	0,0	3—4	14—15	14,5
8—10	0,0	—1,5	—2,2	—2,4	—2,0	—0,7	+2,2	+4,4	+5,7	+5,6	+4,6	+2,9	0,0	2—3	14	8,4

Июнь

0—4	0,0	—5,1	—7,9	—9,6	—7,0	—1,6	+3,5	+7,7	+10,3	+11,5	+10,6	+7,7	0,0	3	15	21,1
5—7	0,0	—3,4	—5,3	—6,2	—5,0	—1,4	+4,0	+7,2	+9,3	+10,2	+9,3	+6,1	0,0	3	15	16,8
8—10	0,0	—1,8	—2,8	—3,2	—2,8	—1,4	+1,6	+4,4	+5,9	+5,9	+4,8	+2,6	0,0	3—4	14	9,3

Июль

0—4	0,0	—4,9	—7,8	—8,8	—7,0	—2,5	+1,5	+5,1	+7,3	+8,4	+7,9	+5,4	0,0	3	15	17,2
5—7	0,0	—3,2	—4,6	—5,2	—3,9	—1,2	+2,8	+6,1	+8,0	+8,6	+7,8	+4,6	0,0	3	15	13,8
8—10	0,0	—1,7	—2,4	—2,6	—2,1	—1,1	+1,7	+3,9	+5,4	+5,7	+4,6	+2,5	0,0	2—3	14—15	8,3

Август

0—4	0,0	—5,1	—7,8	—9,5	—10,5	—4,5	+1,1	+5,2	+7,4	+8,4	+7,6	+4,0	0,0	4—5	15	18,8
5—7	0,0	—3,2	—4,7	—5,6	—4,7	—1,7	+2,8	+6,0	+7,7	+8,1	+6,8	+3,8	0,0	3—4	14—15	13,7
8—10	0,0	—1,8	—2,9	—3,0	—2,6	—1,2	+2,2	+4,6	+5,6	+5,6	+4,8	+2,6	0,0	2—4	14	8,8

Сентябрь

0—4	0,0	—3,2	—5,6	—7,4	—7,9	—4,1	+3,9	+7,6	+10,2	+11,1	+9,8	+5,3	0,0	4	15	19,1
5—7	0,0	—3,4	—5,6	—7,2	—7,7	—4,5	+3,5	+7,5	+10,0	+10,9	+9,7	+5,0	0,0	4—5	15	18,6
8—10	0,0	—2,2	—3,4	—4,2	—4,4	—2,8	+1,8	+5,8	+8,1	+8,8	+6,9	+3,3	0,0	4—5	14—15	13,2

N баллы	Местное среднее солнечное время, ч														Время (ч) наступления		N _{max}
	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	T _{min}	T _{max}		
М и н с к																	
Май																	
0—4	0,0	—2,6	—6,3	—8,0	—6,9	—4,4	—1,5	+1,0	+3,0	+4,2	+4,4	+2,7	0,0	3	16	12,5	
5—7	0,0	—1,8	—4,8	—6,0	—4,9	—1,2	+1,8	+3,0	+3,4	+3,2	+2,6	+1,4	0,0	3	12—15	9,4	
8—10	0,0	—1,8	—3,2	—3,6	—2,8	—1,3	+0,2	+1,3	+2,0	+2,4	+2,4	+1,6	0,0	3	14—17	6,0	
Июнь																	
0—4	0,0	—2,4	—7,2	—9,2	—7,6	—4,2	—1,4	+1,1	+2,4	+3,7	+3,9	+2,4	0,0	3	16	13,2	
5—7	0,0	—2,4	—3,6	—4,0	—3,2	—1,6	—0,2	+1,4	+3,1	+4,0	+3,4	+2,2	0,0	2—3	15	8,0	
8—10	0,0	—1,3	—2,9	—3,5	—2,4	—0,3	+1,7	+3,3	+3,7	+3,7	+3,3	+1,7	0,0	3	12—15	7,2	
Июль																	
0—4	0,0	—2,5	—6,1	—7,9	—8,1	—5,5	—2,9	+1,5	+4,0	+5,0	+4,8	+3,2	0,0	4	16	13,3	
5—7	0,0	—2,0	—4,6	—6,0	—5,4	—3,0	—1,0	+0,8	+2,0	+2,4	+2,0	+1,2	0,0	3—4	15	8,4	
8—10	0,0	—1,6	—2,0	—2,0	—1,3	+0,4	+2,6	+4,0	+4,2	+3,8	+2,6	+1,3	0,0	2	12—13	6,3	
Август																	
0—4	0,0	—2,6	—4,1	—5,5	—4,7	—1,9	+1,9	+4,5	+6,3	+7,2	+6,8	+4,2	0,0	4	15—16	12,8	
5—7	0,0	—1,9	—3,3	—3,7	—3,5	—1,9	0,0	+1,7	+3,3	+3,9	+3,1	+1,9	0,0	3—4	15	7,6	
8—10	0,0	—2,1	—2,3	—2,7	—2,7	—1,7	—0,7	+1,6	+3,2	+3,7	+3,6	+2,4	0,0	4	14—16	6,5	
Сентябрь																	
0—4	0,0	—1,5	—2,3	—3,1	—3,9	—1,6	+1,3	+4,4	+7,0	+7,6	+6,7	+3,5	0,0	5	15	11,5	
5—7	0,0	—1,8	—2,4	—3,2	—3,8	—3,4	—1,6	+1,4	+4,2	+4,8	+3,5	+1,8	0,0	5—6	14—15	8,6	
8—10	0,0	—1,0	—2,7	—2,8	—2,6	—2,0	—0,4	+1,2	+2,2	+2,2	+1,6	+0,9	0,0	2—3	14	5,1	

Алма-Ата

Апрель

0-4	0,0	-2,3	-3,5	-4,2	-4,7	-2,0	+0,6	+3,1	+4,9	+5,5	+4,5	+1,7	0,0	5	15	10,2
5-7	0,0	-1,5	-2,7	-4,0	-5,2	-3,7	-1,5	+0,6	+1,9	+2,7	+2,6	+1,6	0,0	5	15-16	7,9
8-10																

Май

0-4	0,0	-0,8	-1,8	-2,5	-2,9	+0,3	+2,6	+4,6	+6,2	+6,6	+5,8	+2,1	0,0	5	14-15	9,5
5-7	0,0	-1,4	-2,6	-3,8	-5,8	-2,8	-0,5	+1,5	+2,8	+3,4	+3,0	+1,8	0,0	5	15	9,2
8-10																

Июнь

0-4	0,0	-0,9	-1,7	-2,3	-1,5	+1,6	+3,5	+5,1	+6,5	+6,8	+5,3	+2,4	0,0	3-4	14-15	9,2
5-7	0,0	-1,3	-2,5	-3,5	-4,3	-1,5	+1,0	+2,4	+3,4	+3,5	+2,8	+1,7	0,0	5	14	7,9
8-10																

Июль

0-4	0,0	-0,8	-1,5	-2,0	-1,7	+2,0	+4,2	+6,0	+7,4	+8,1	+6,9	+2,8	0,0	4	15	10,3
5-7	0,0	-1,4	-2,5	-3,9	-4,8	-2,4	+0,4	+2,2	+3,5	+3,9	+3,4	+1,9	0,0	5	15-16	8,8
8-10																

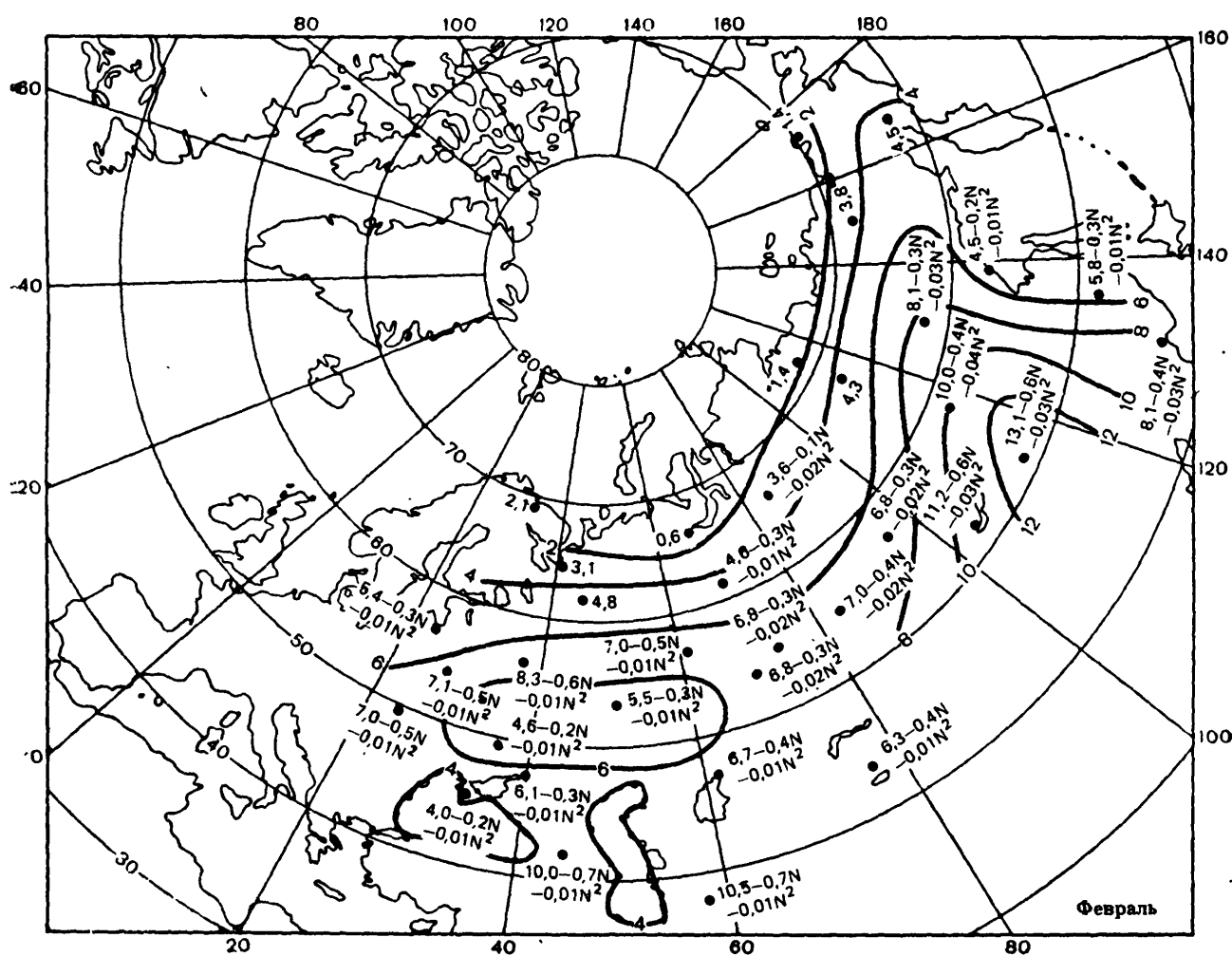
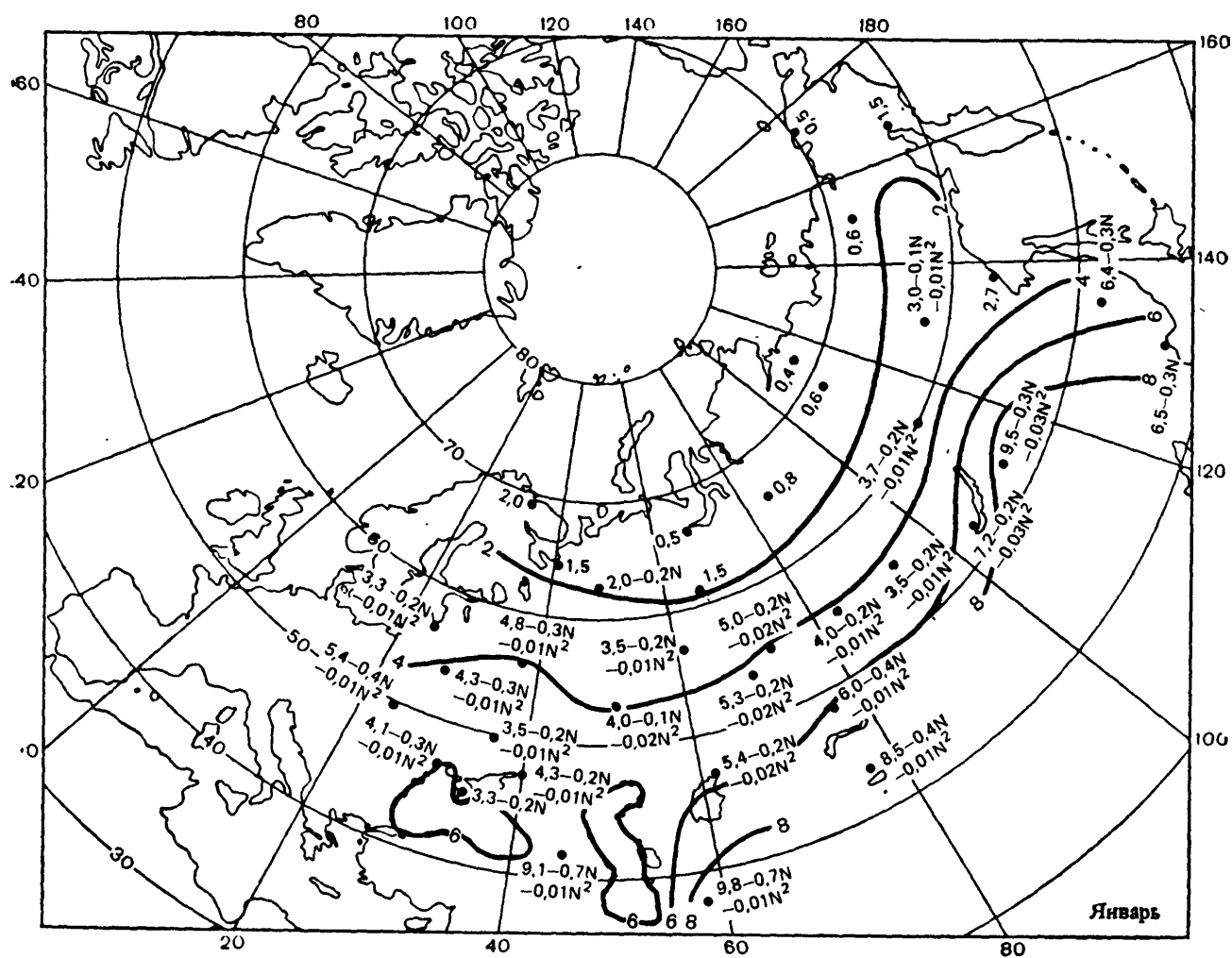
Август

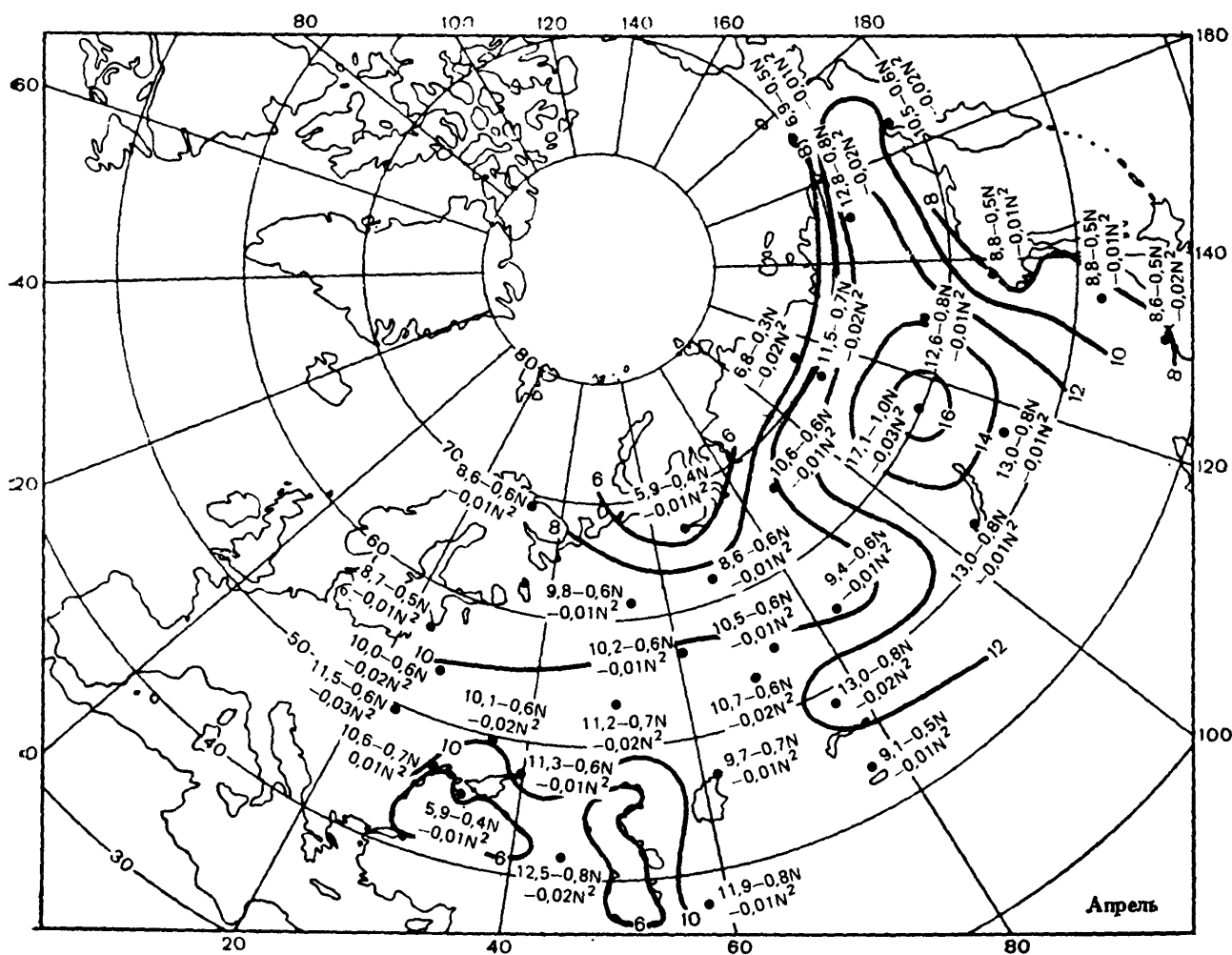
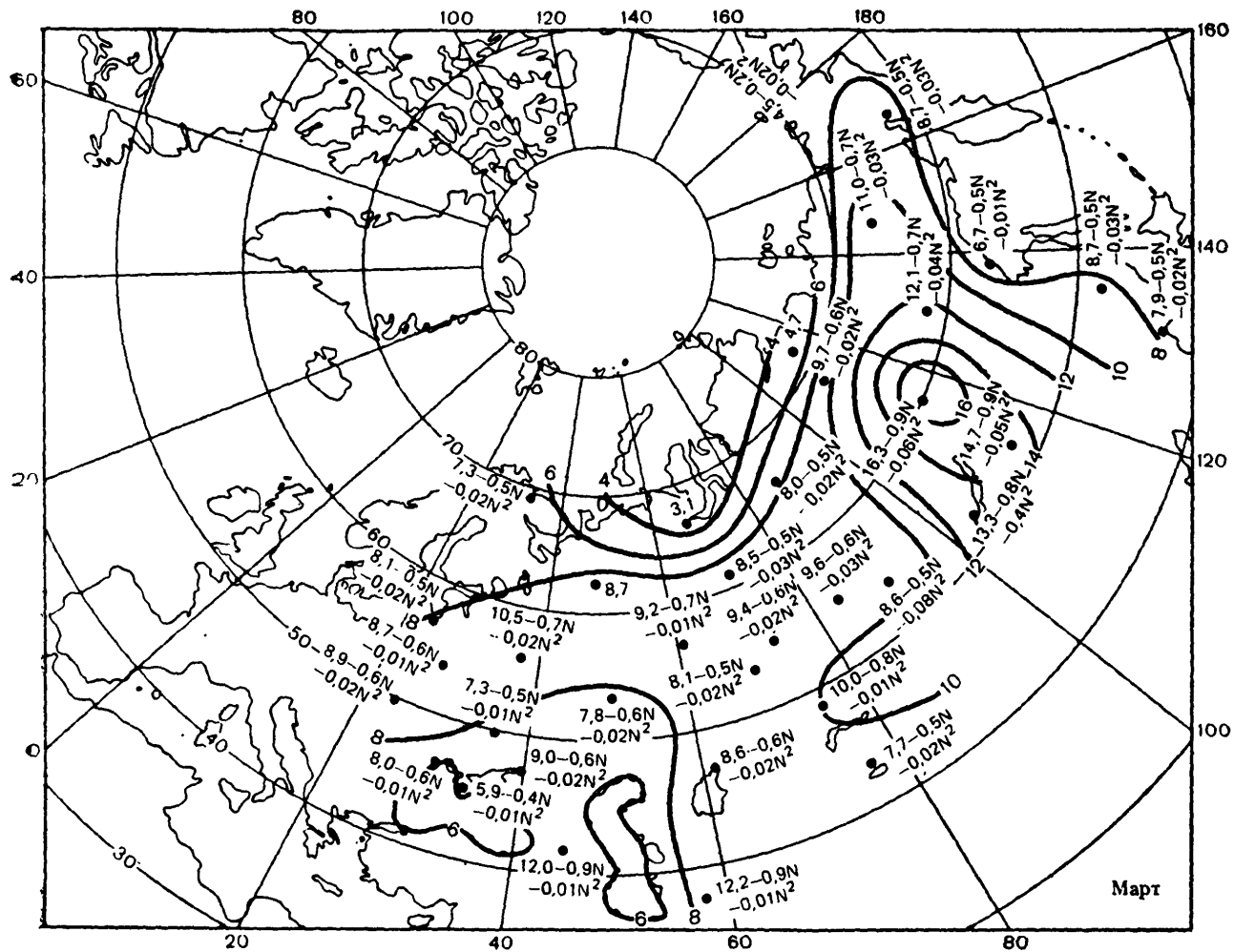
0-4	0,0	-1,0	-2,0	-2,6	-2,0	+0,8	+3,3	+5,3	+6,8	+7,0	+5,4	+2,4	0,0	4	14	9,9
5-7	0,0	-1,7	-3,1	-3,9	-4,5	-1,8	+0,5	+2,5	+4,0	+4,2	+3,3	+1,8	0,0	5	14	8,8
8-10																

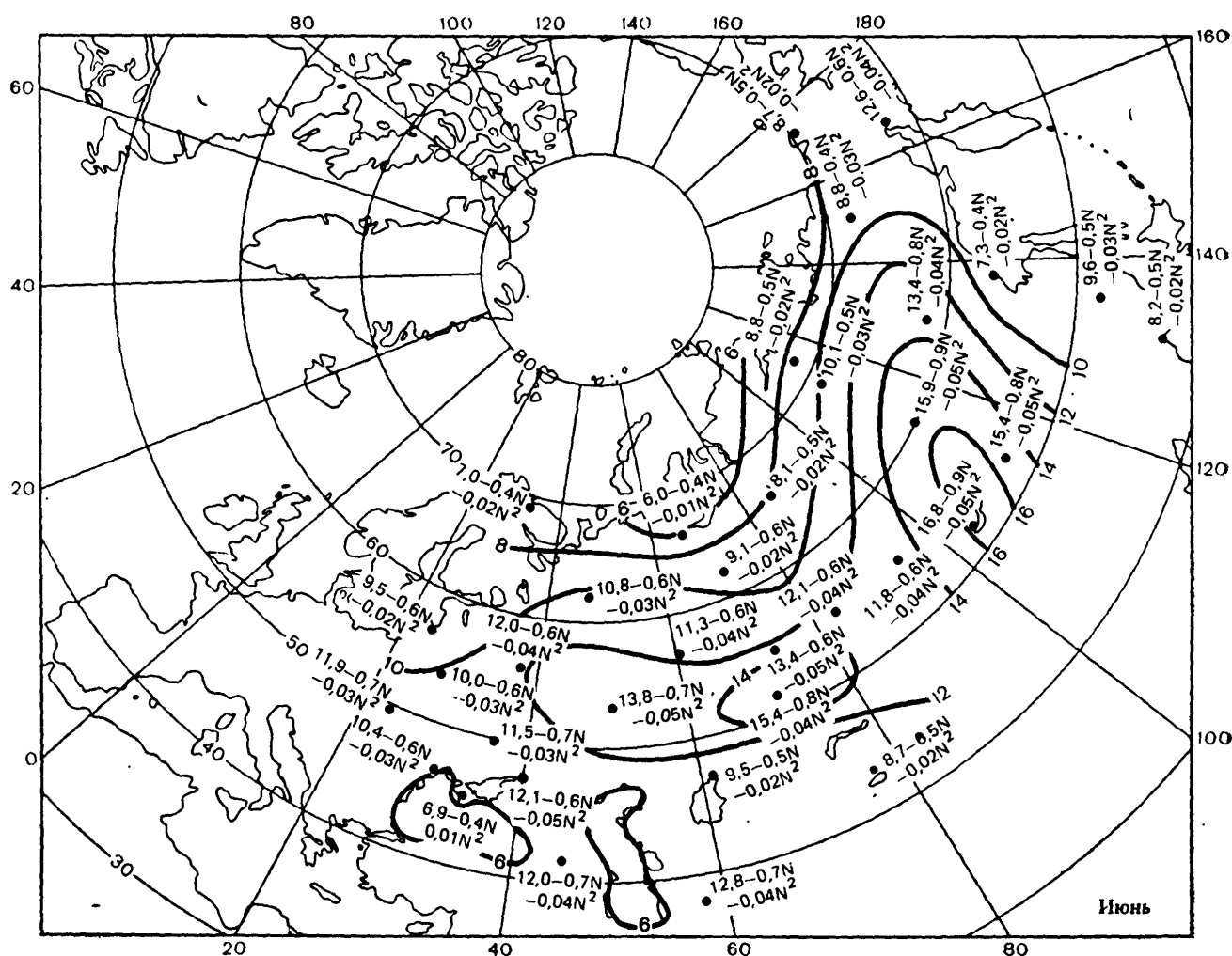
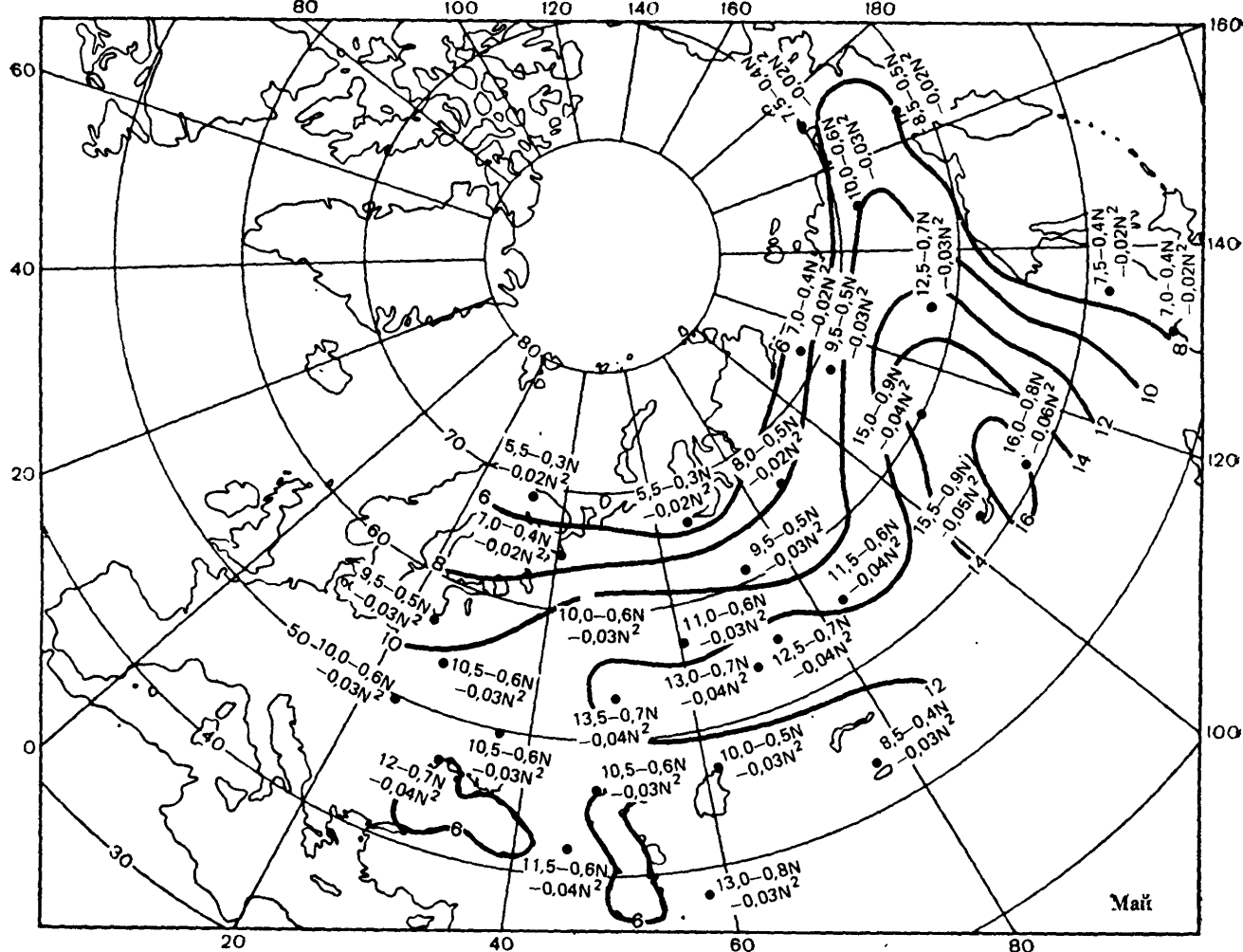
Сентябрь

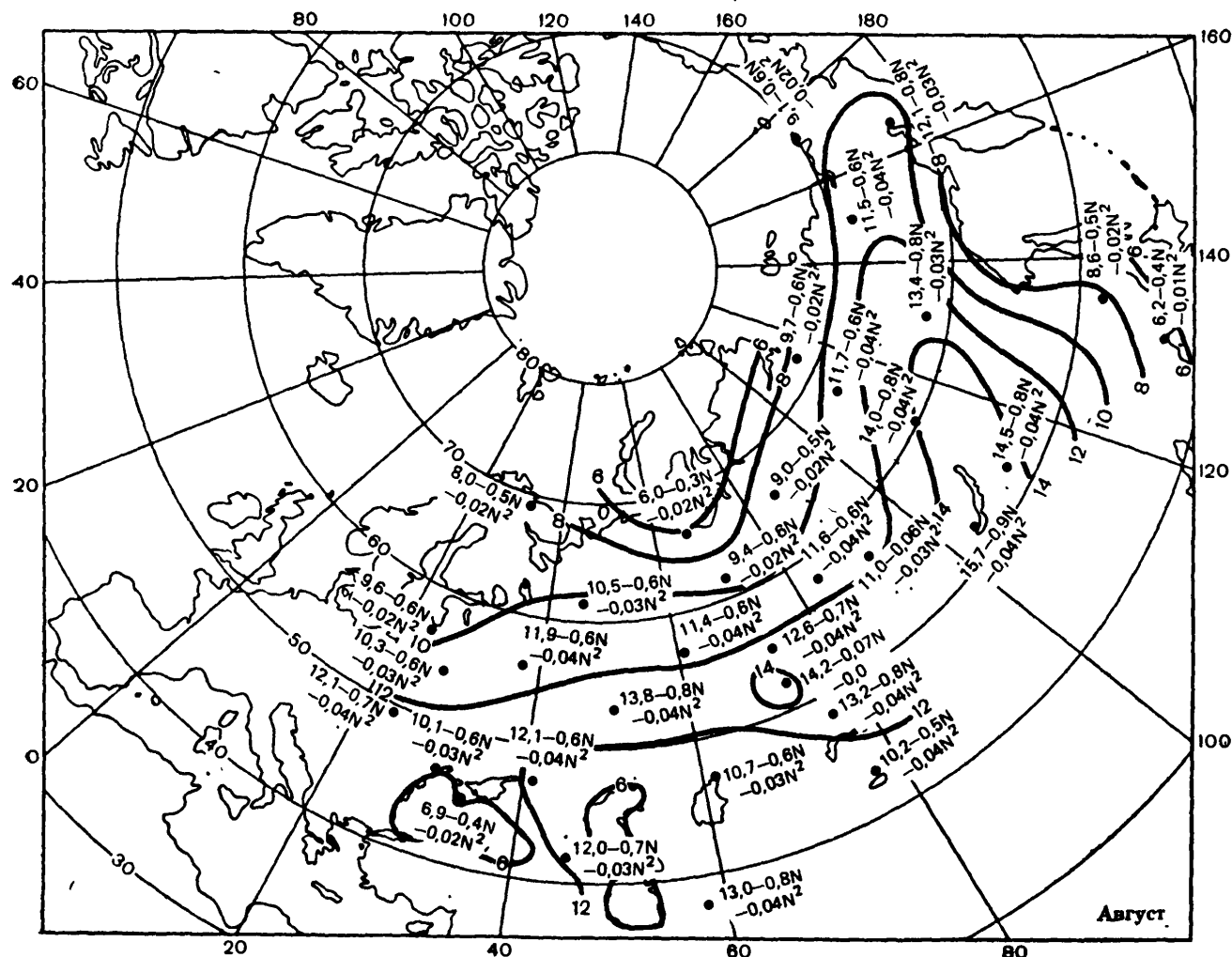
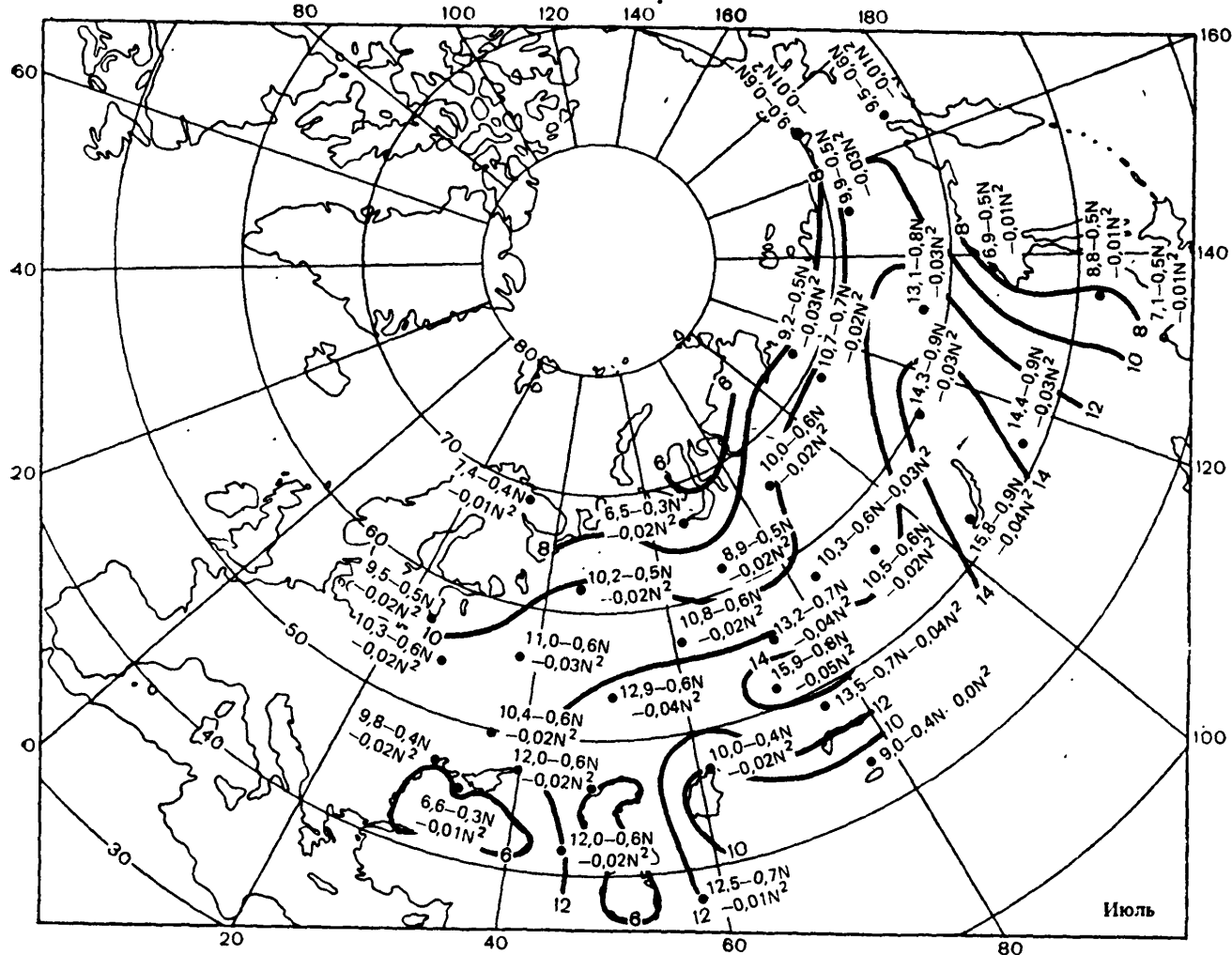
0-4	0,0	-0,8	-1,8	-2,6	-2,5	+0,4	+3,6	+6,0	+7,7	7,8	+5,2	+2,0	0,0	4	14	10,9
5-7	0,0	-1,3	-2,4	-3,4	-4,2	-2,3	-0,1	+1,9	+3,4	+3,6	+2,8	+1,5	0,0	5	14	7,9
8-10																

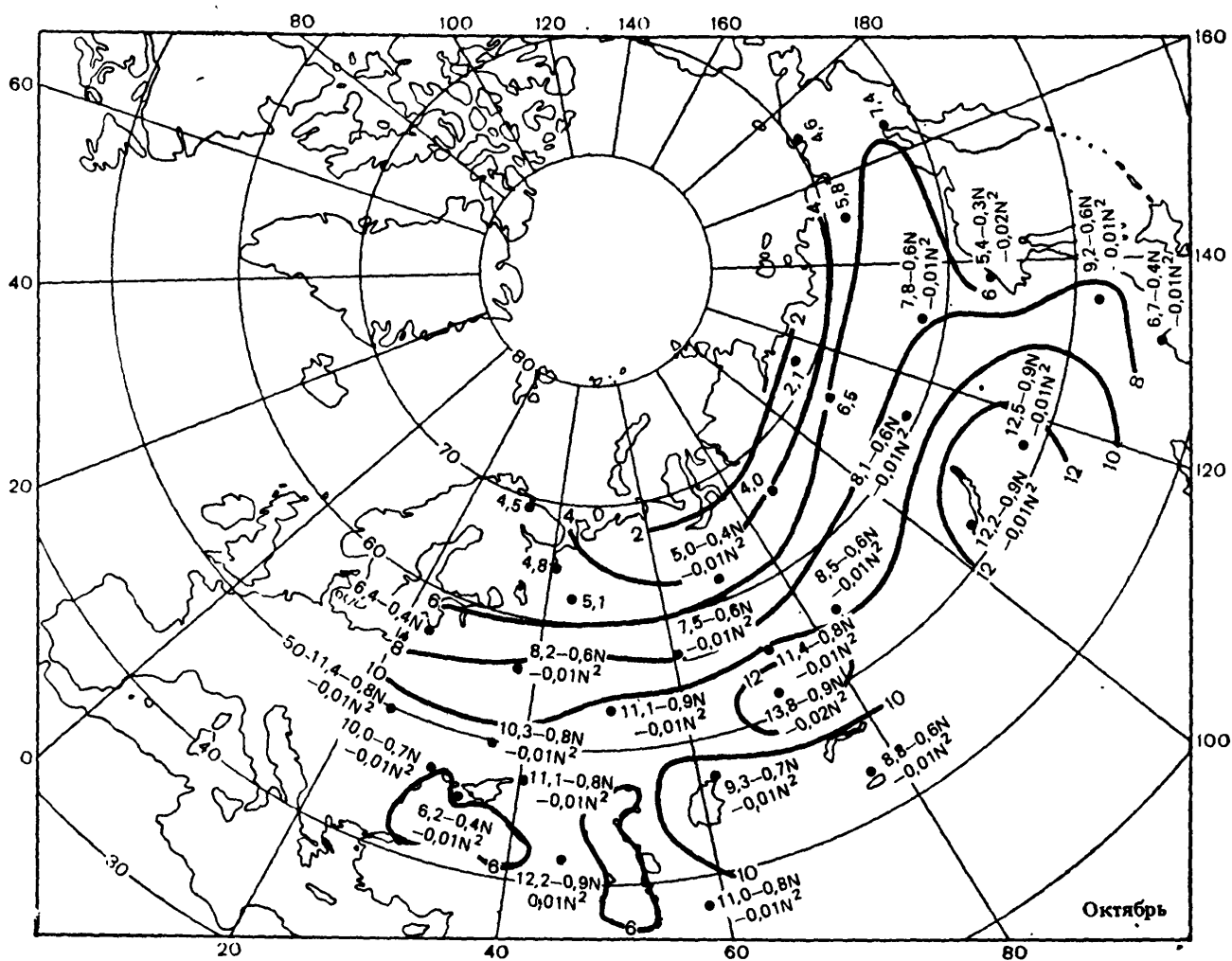
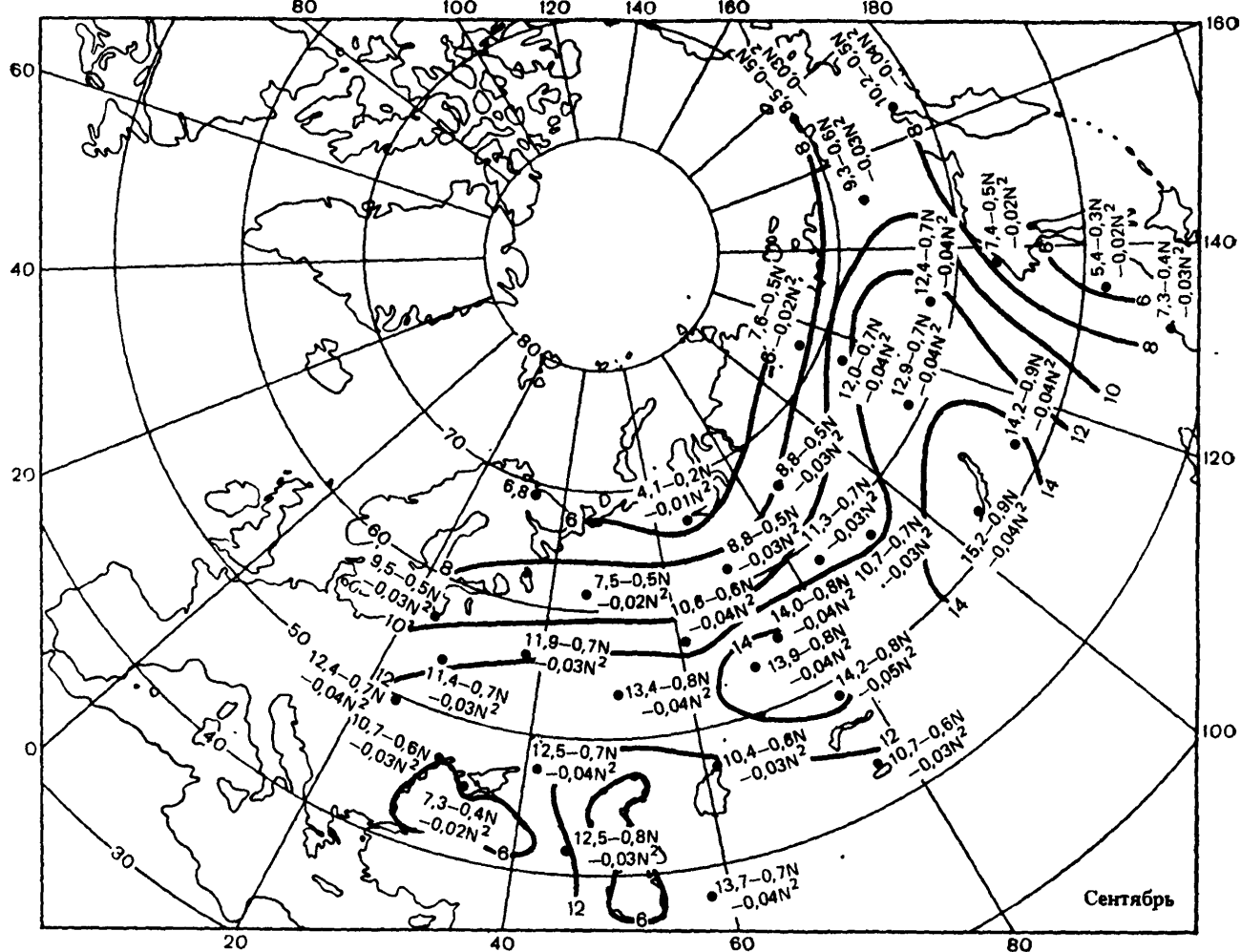
Карты средних суточных амплитуд температуры воздуха у поверхности Земли



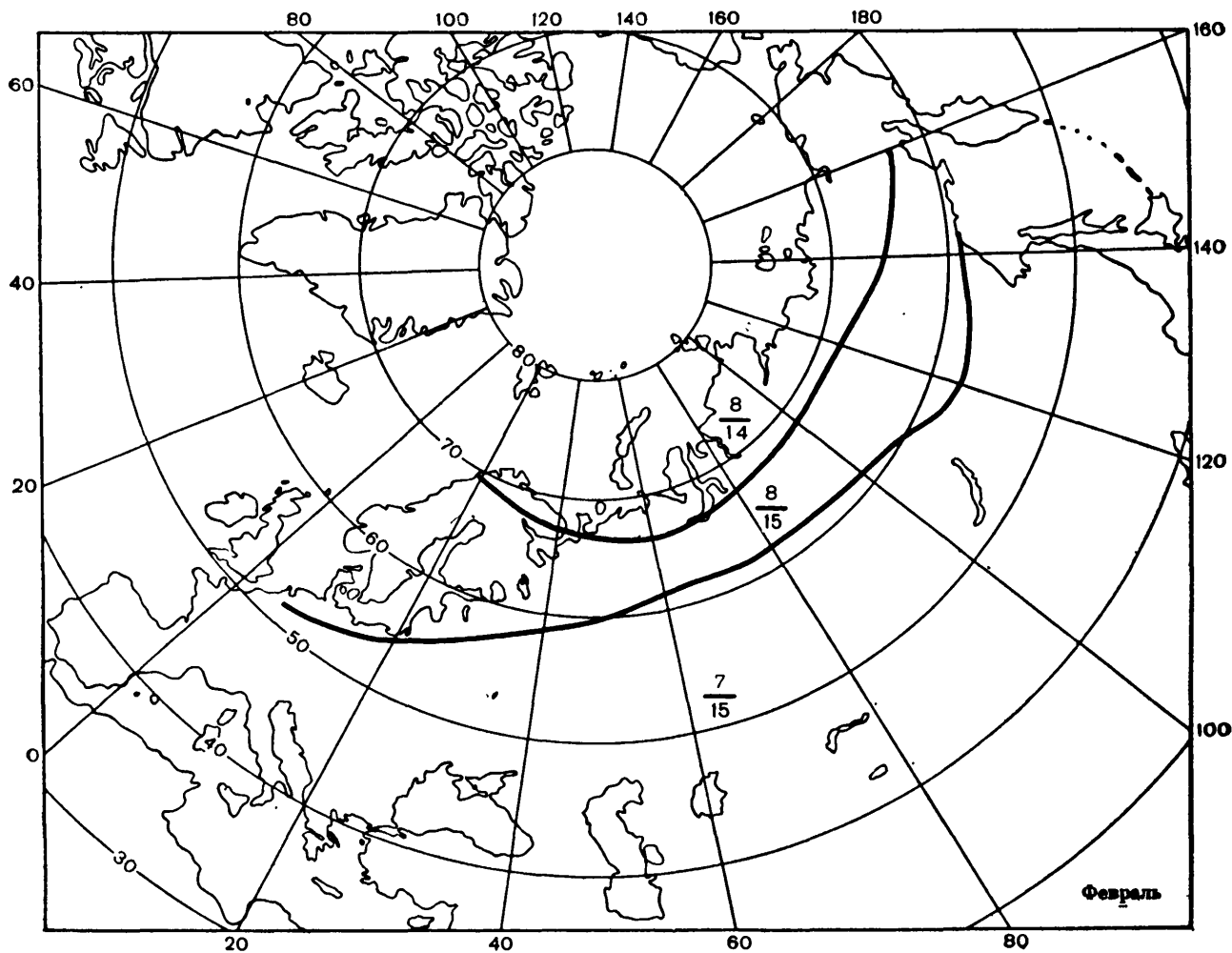
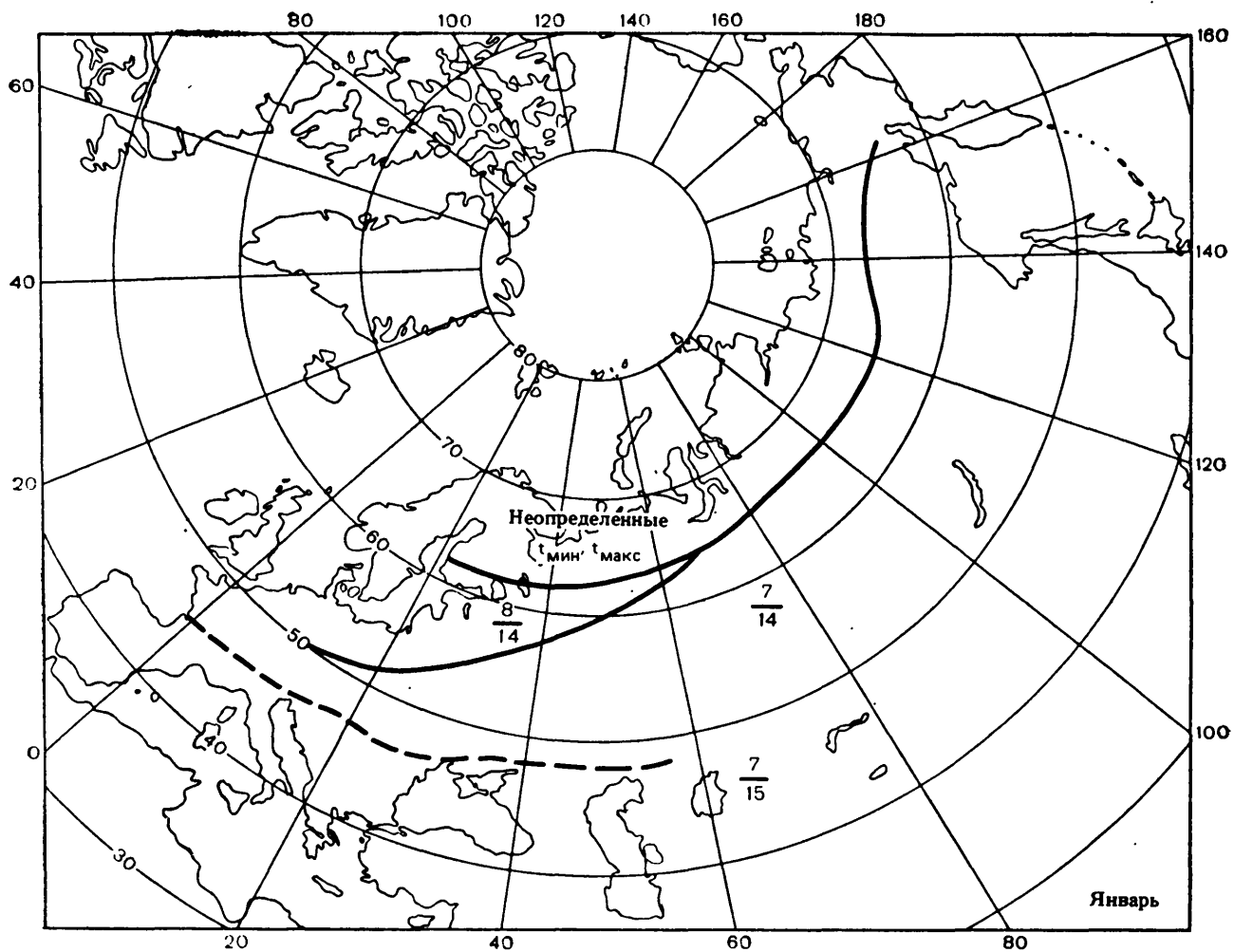


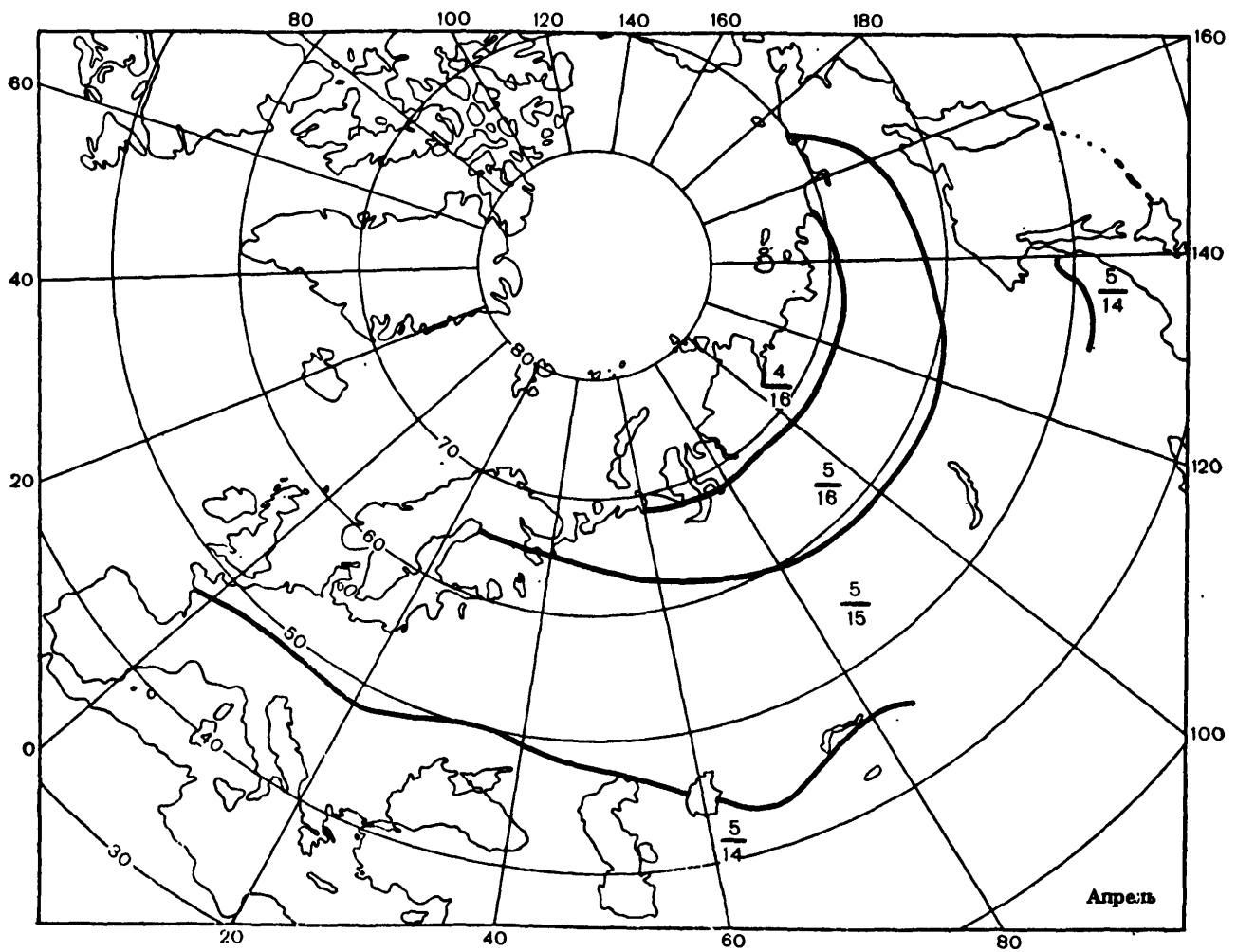
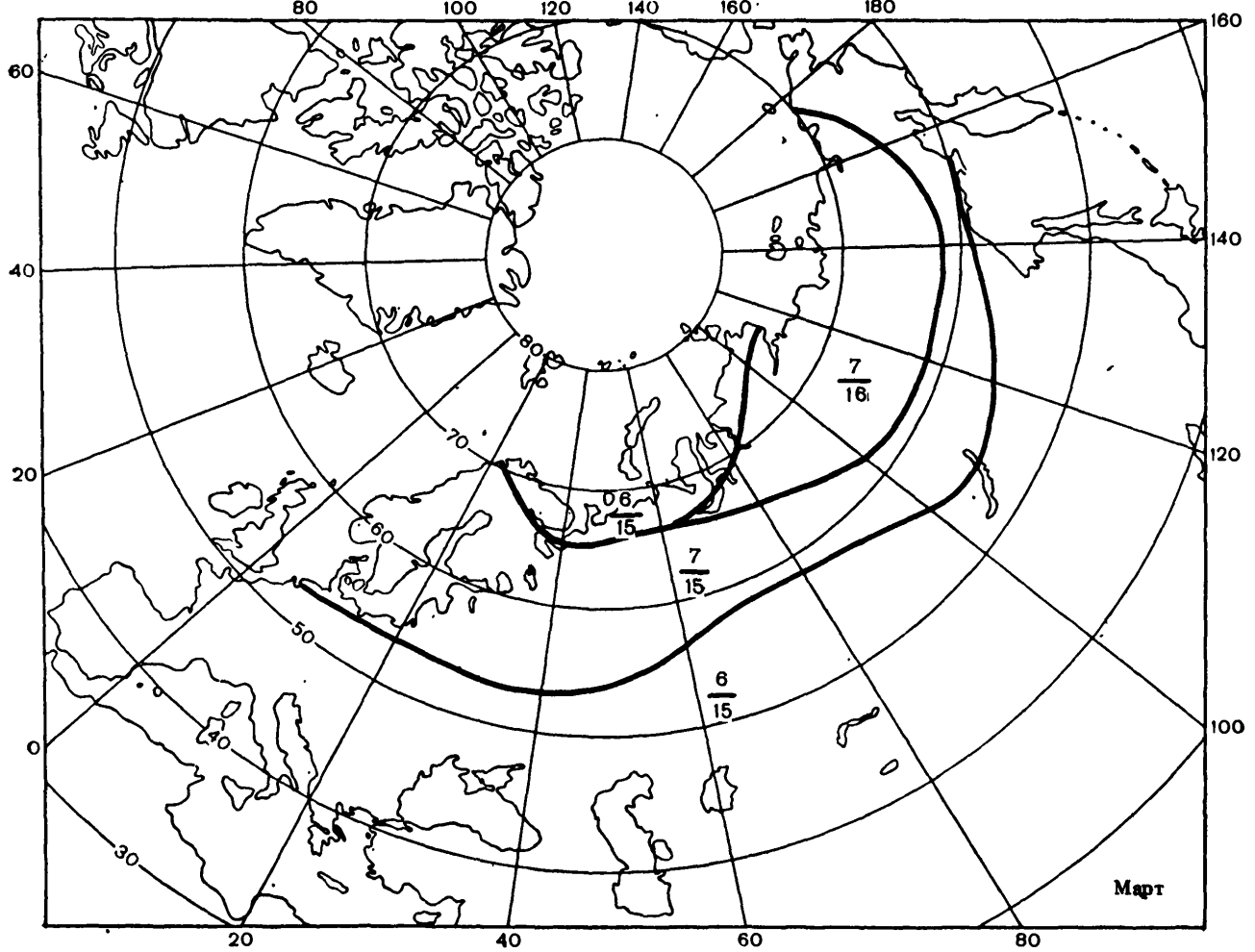


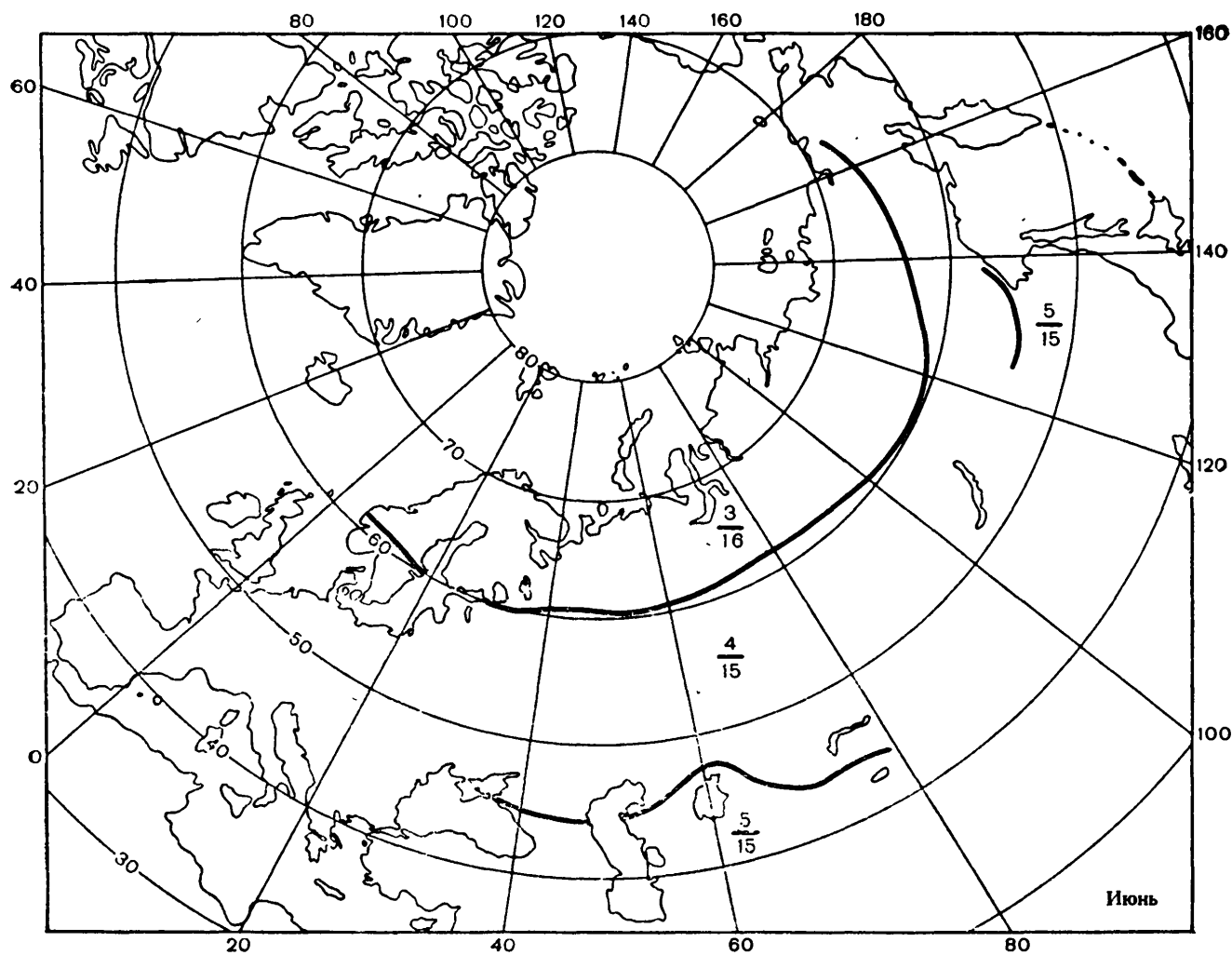
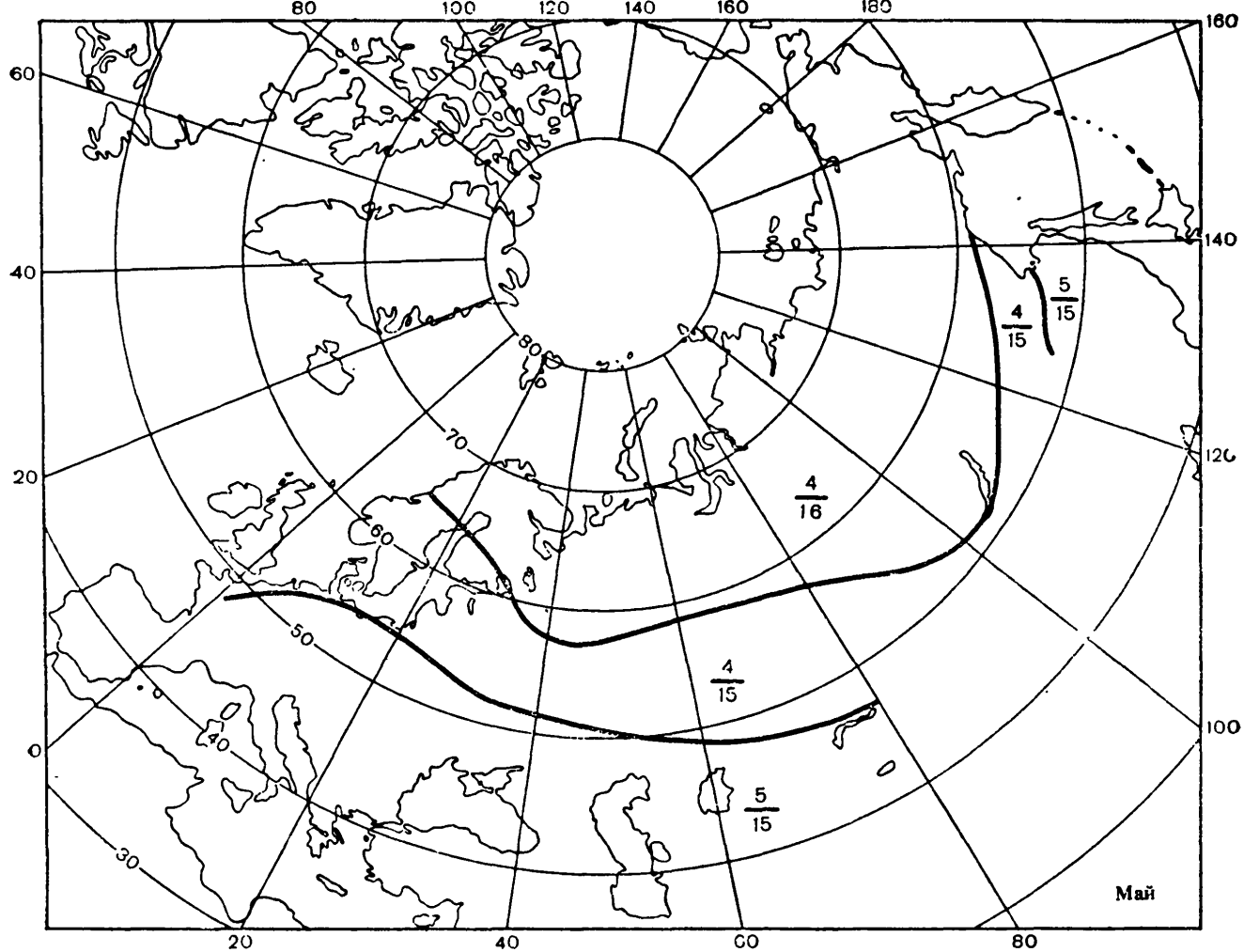


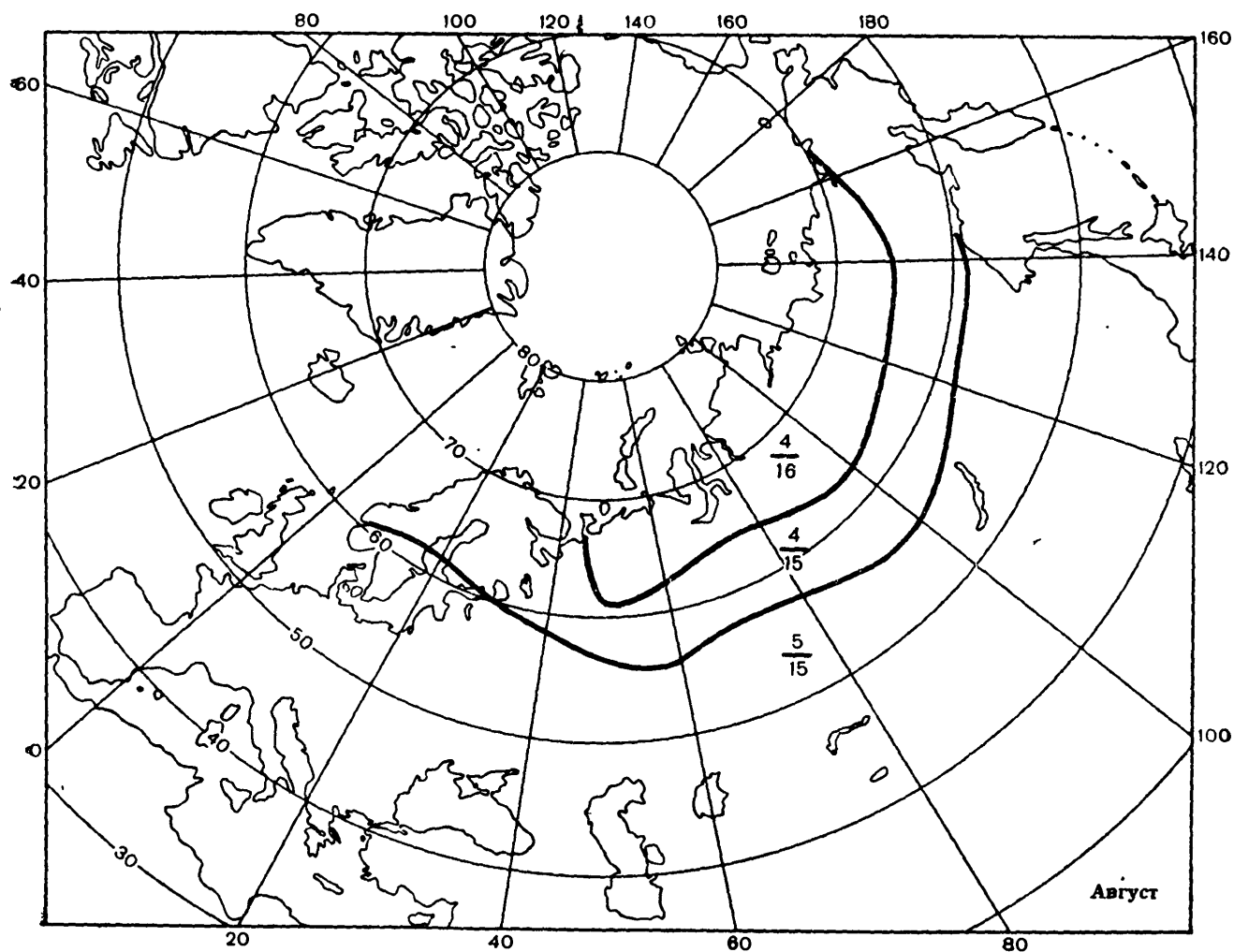
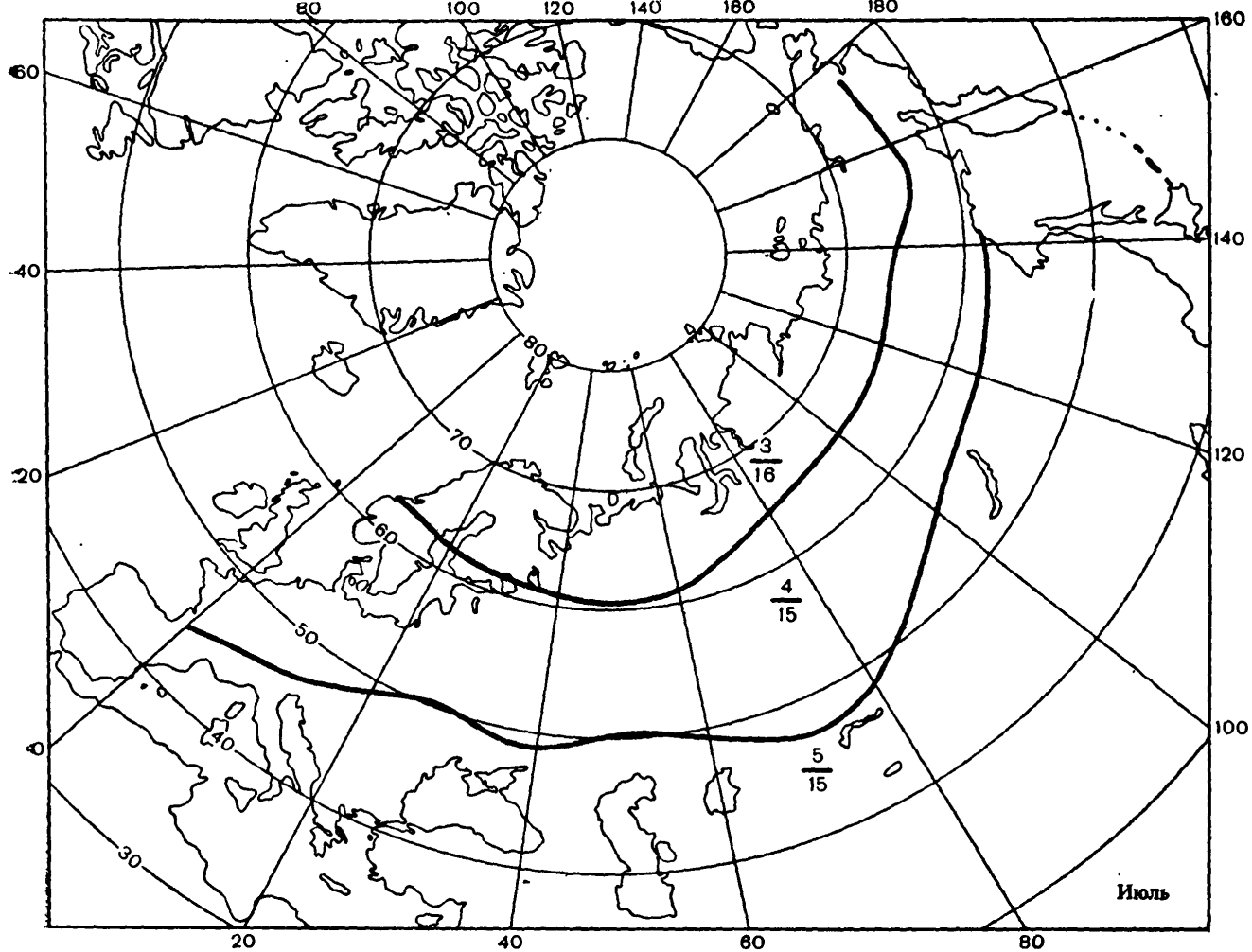


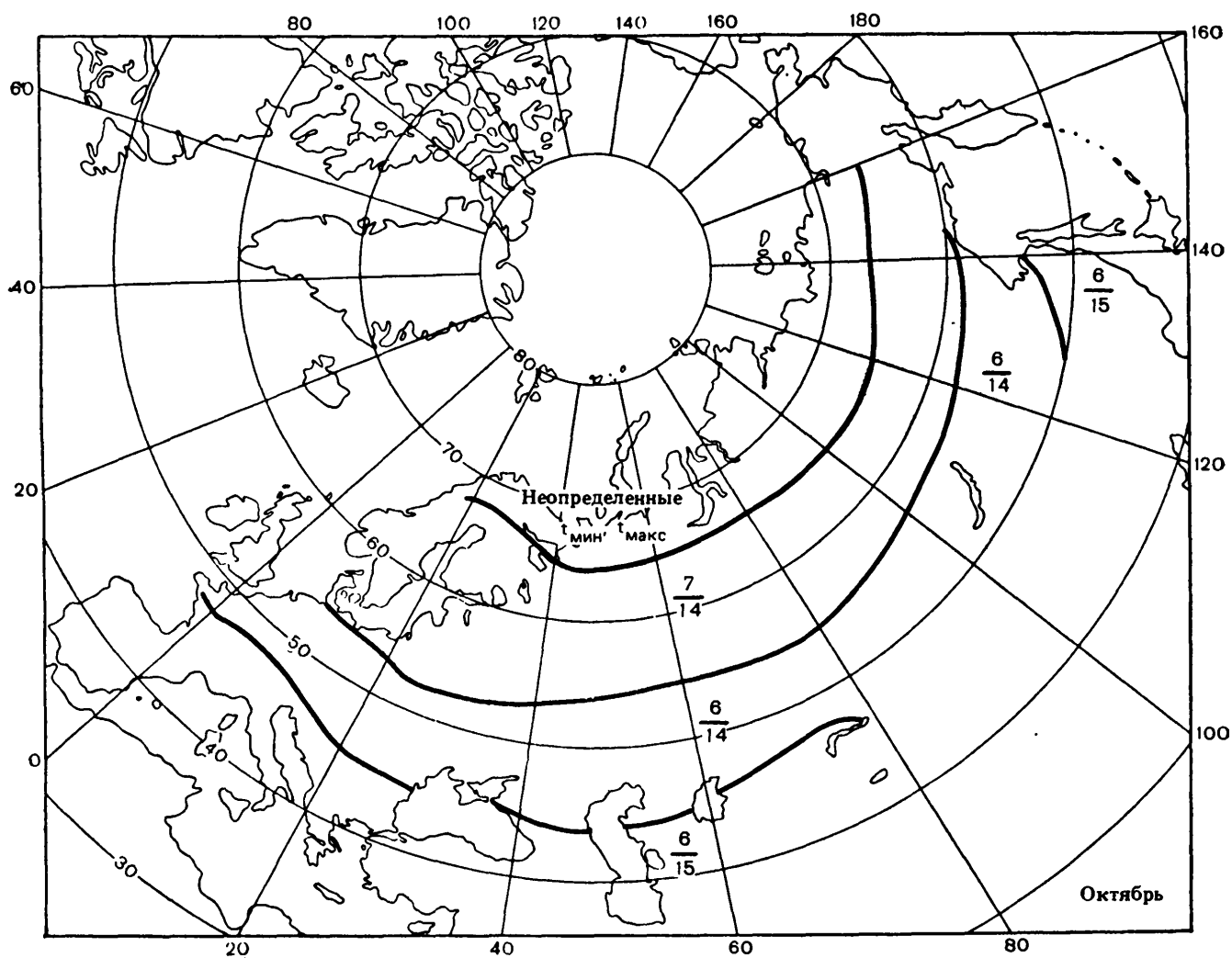
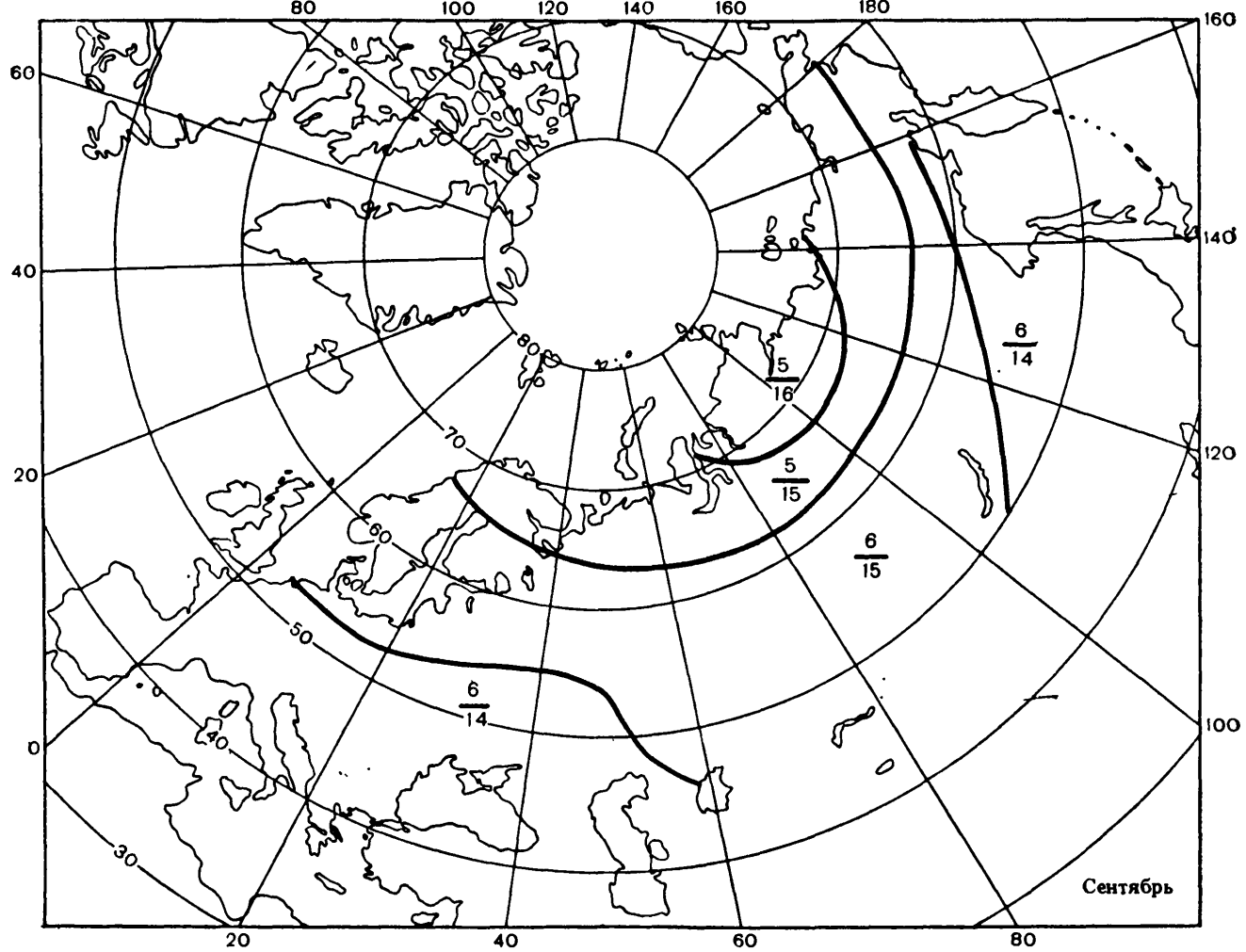
Карты времени наступления максимальной и минимальной температуры воздуха у поверхности Земли

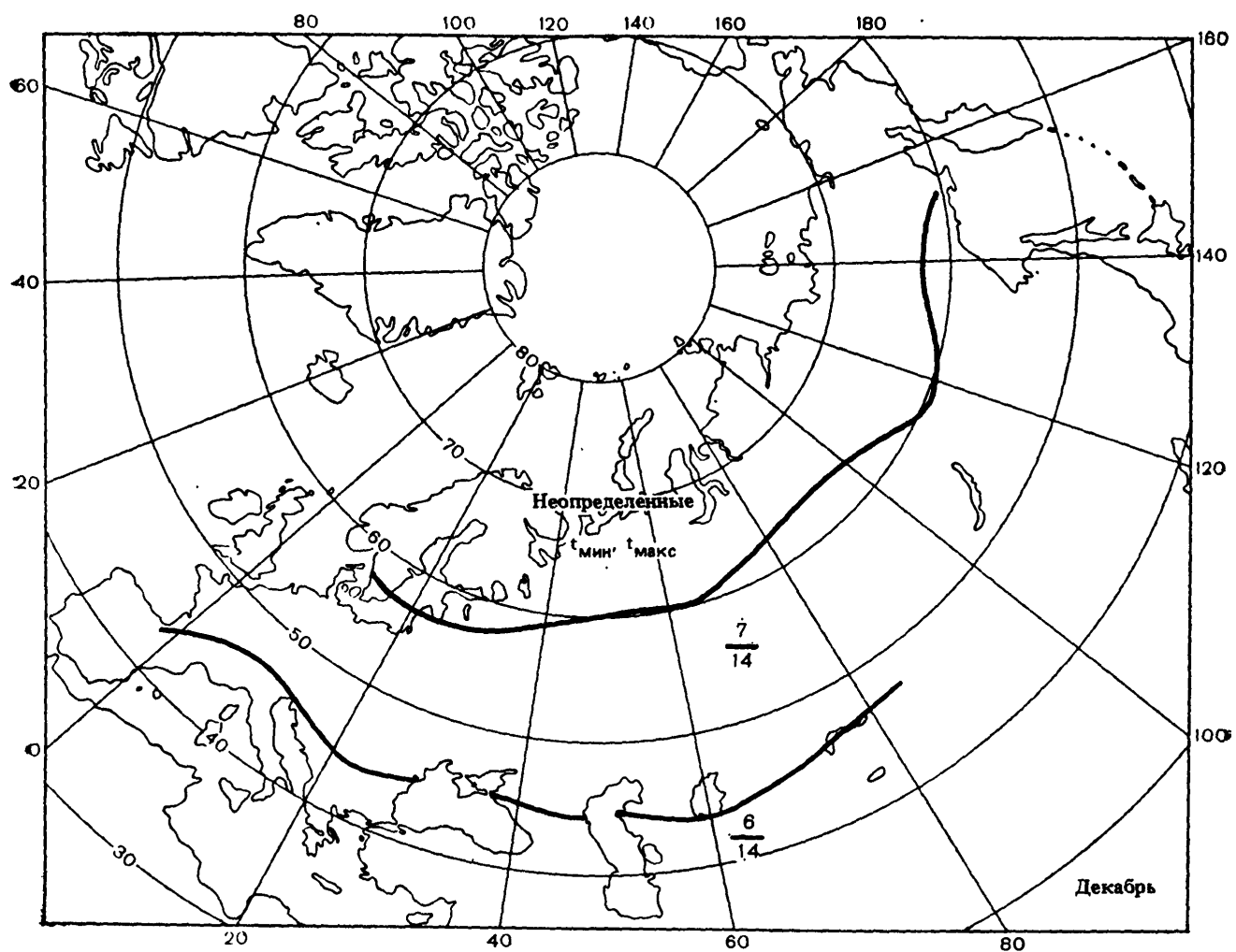
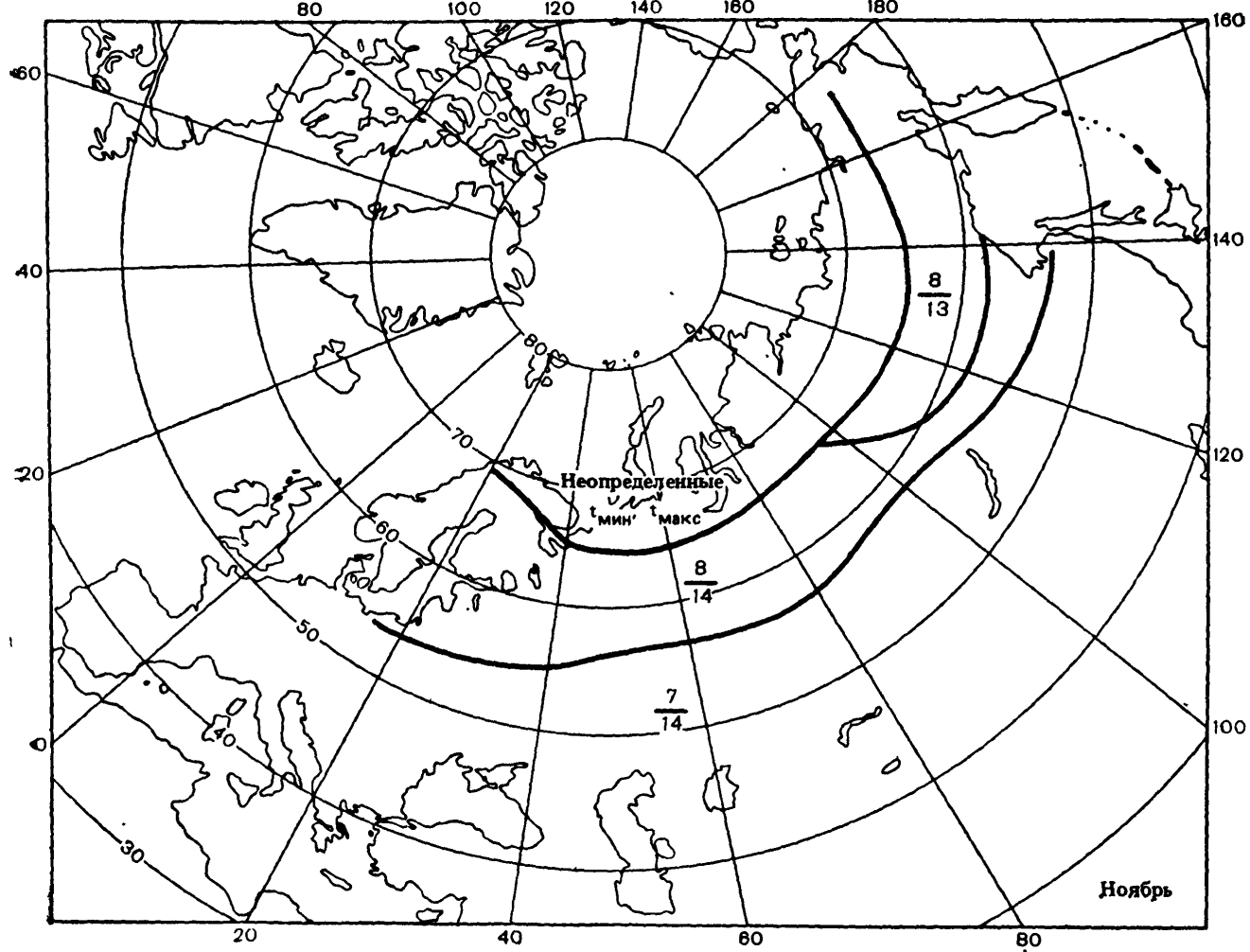




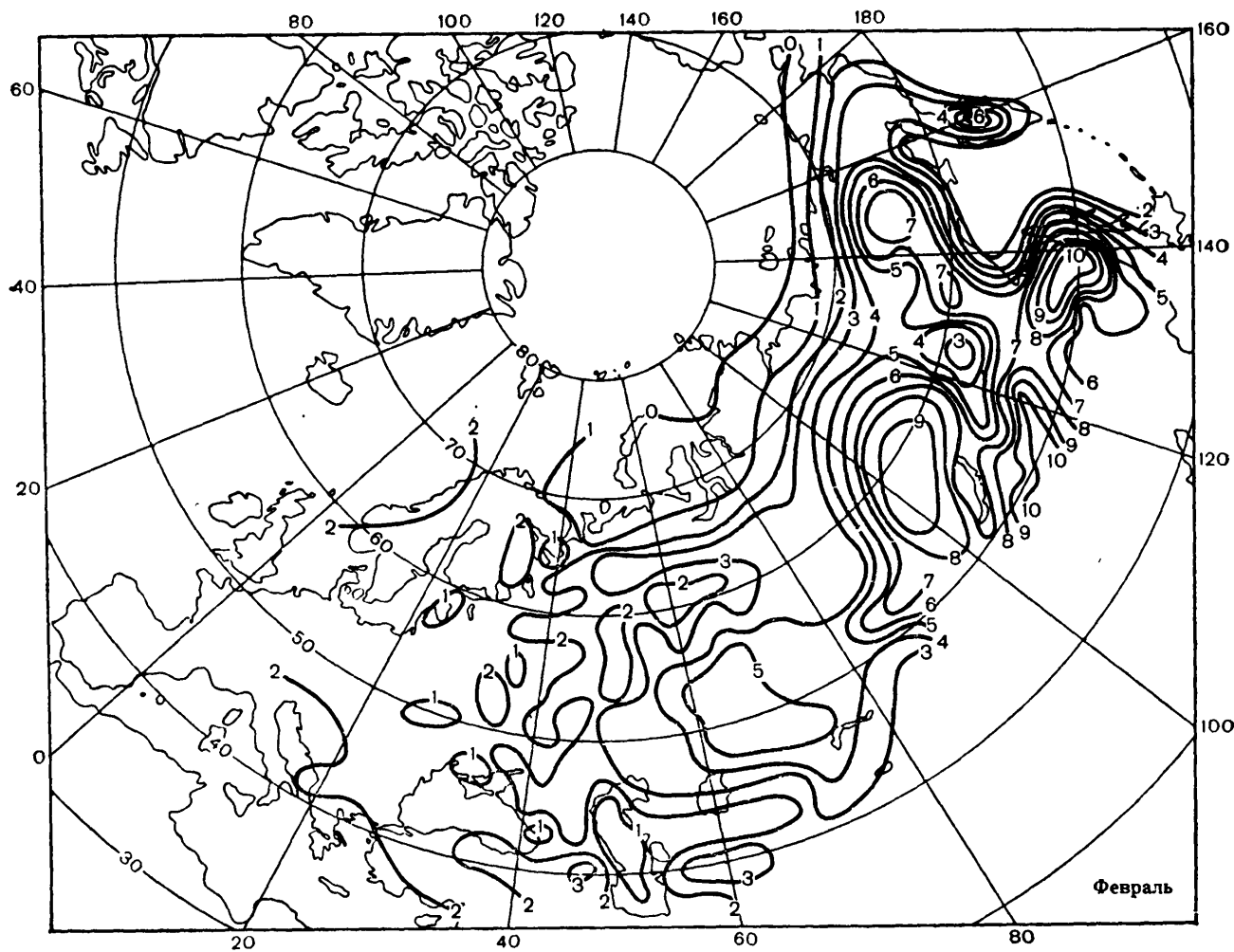
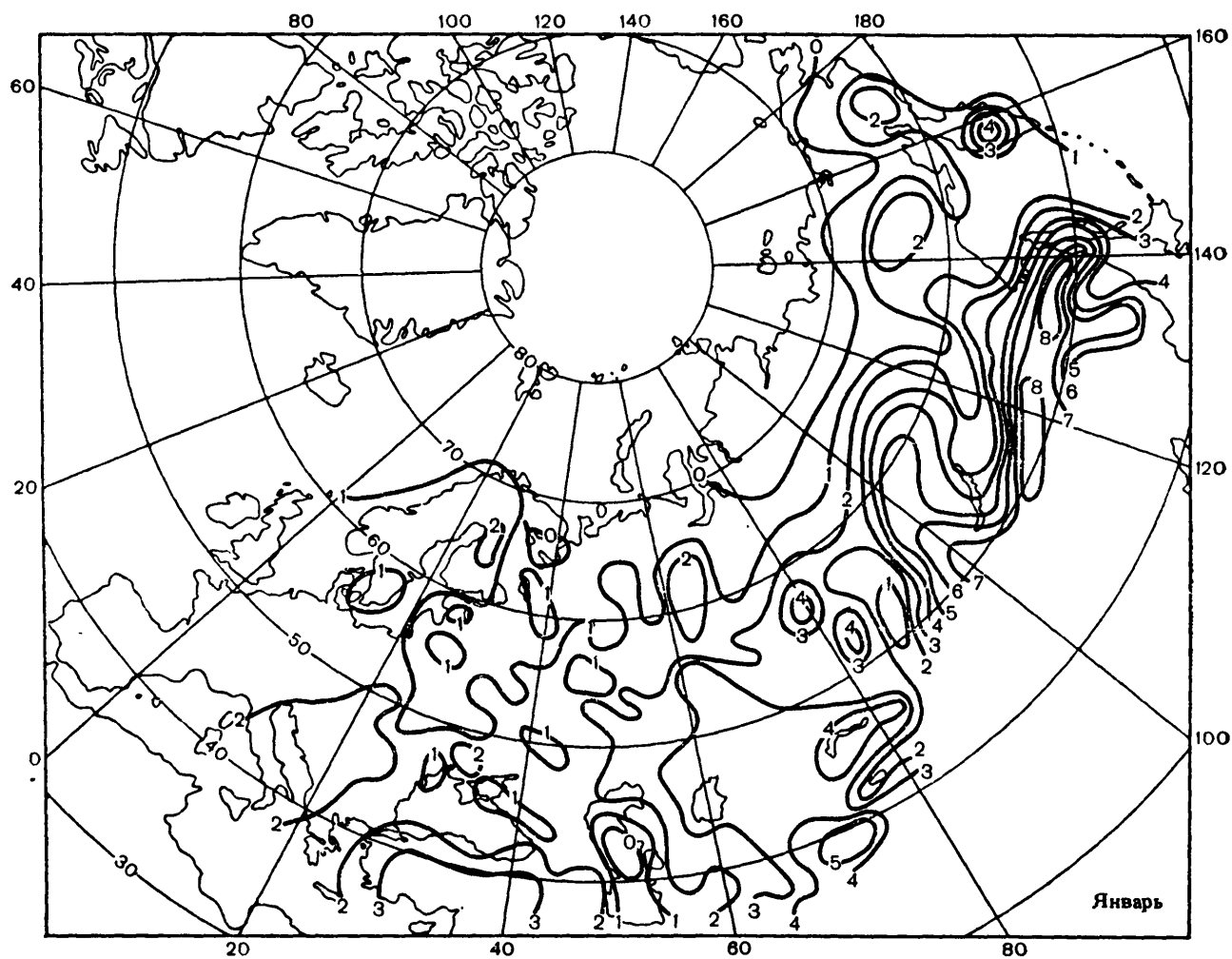


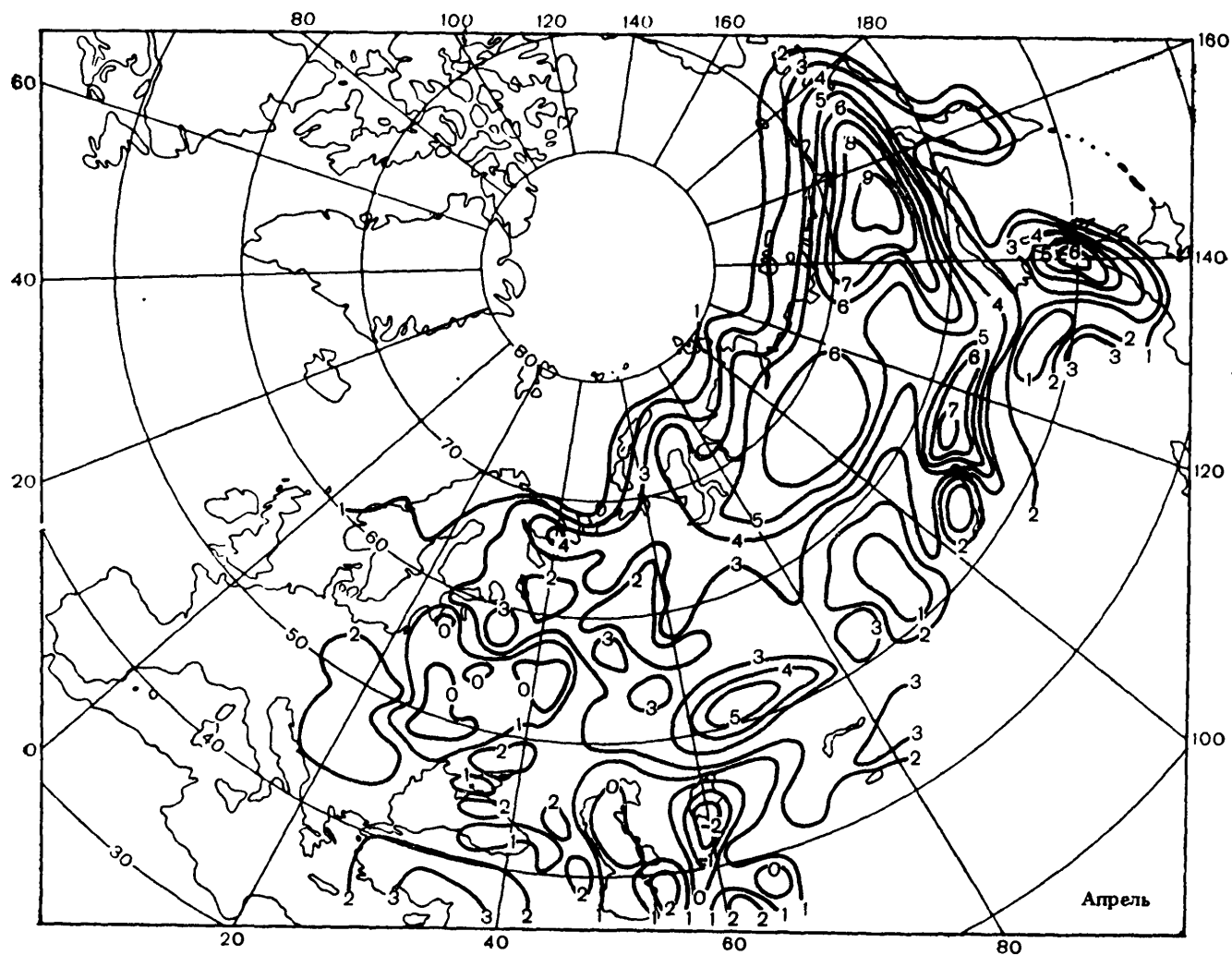
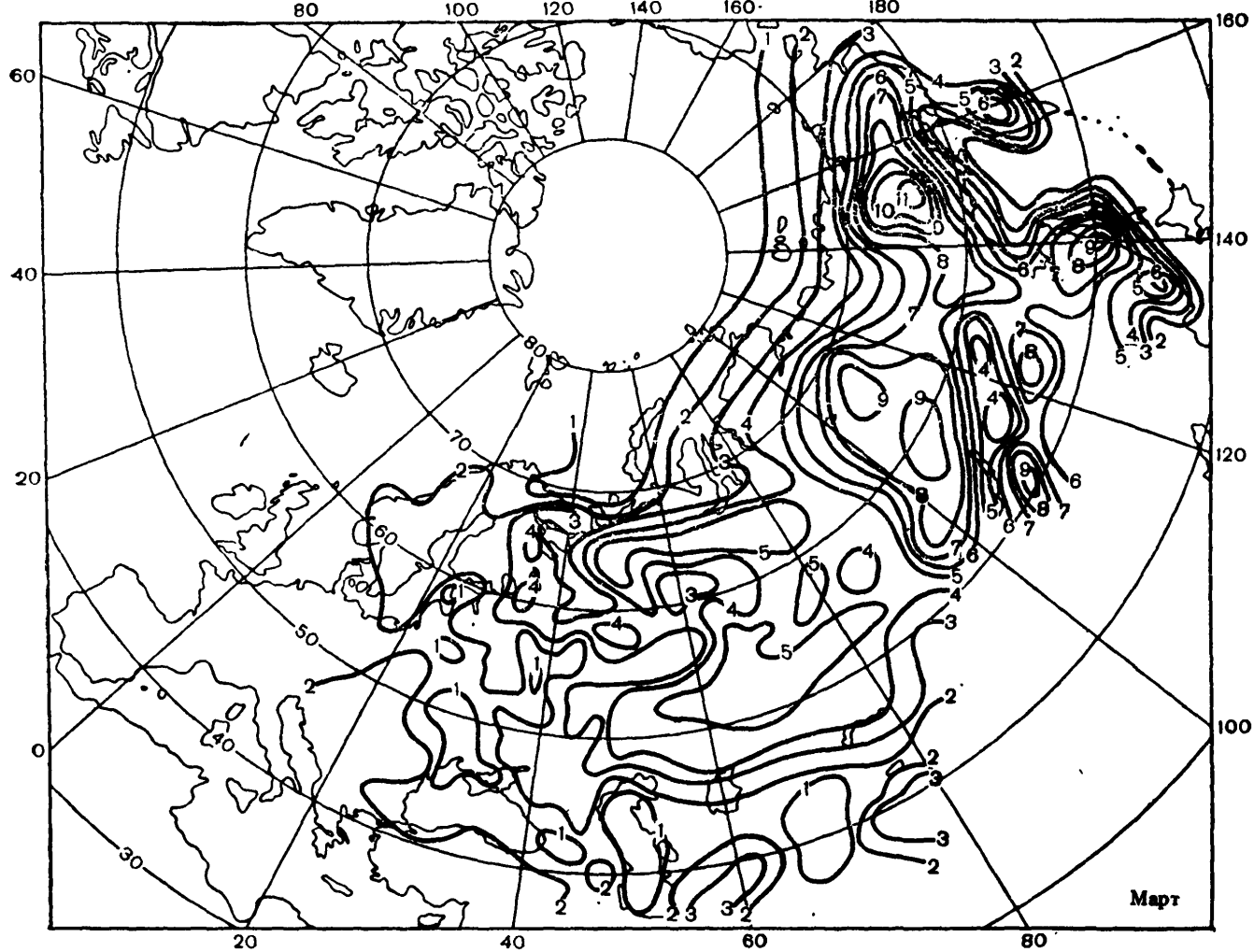


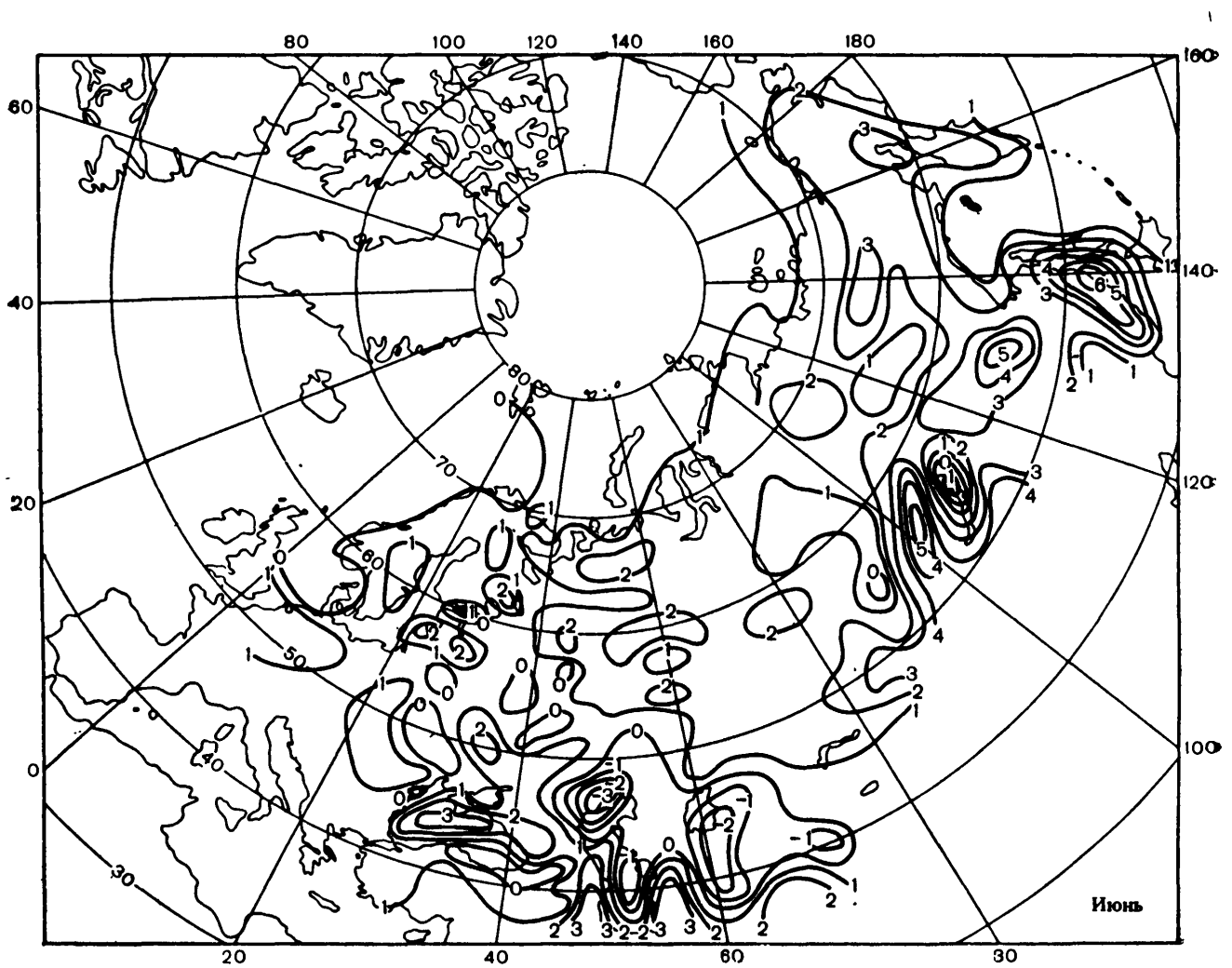
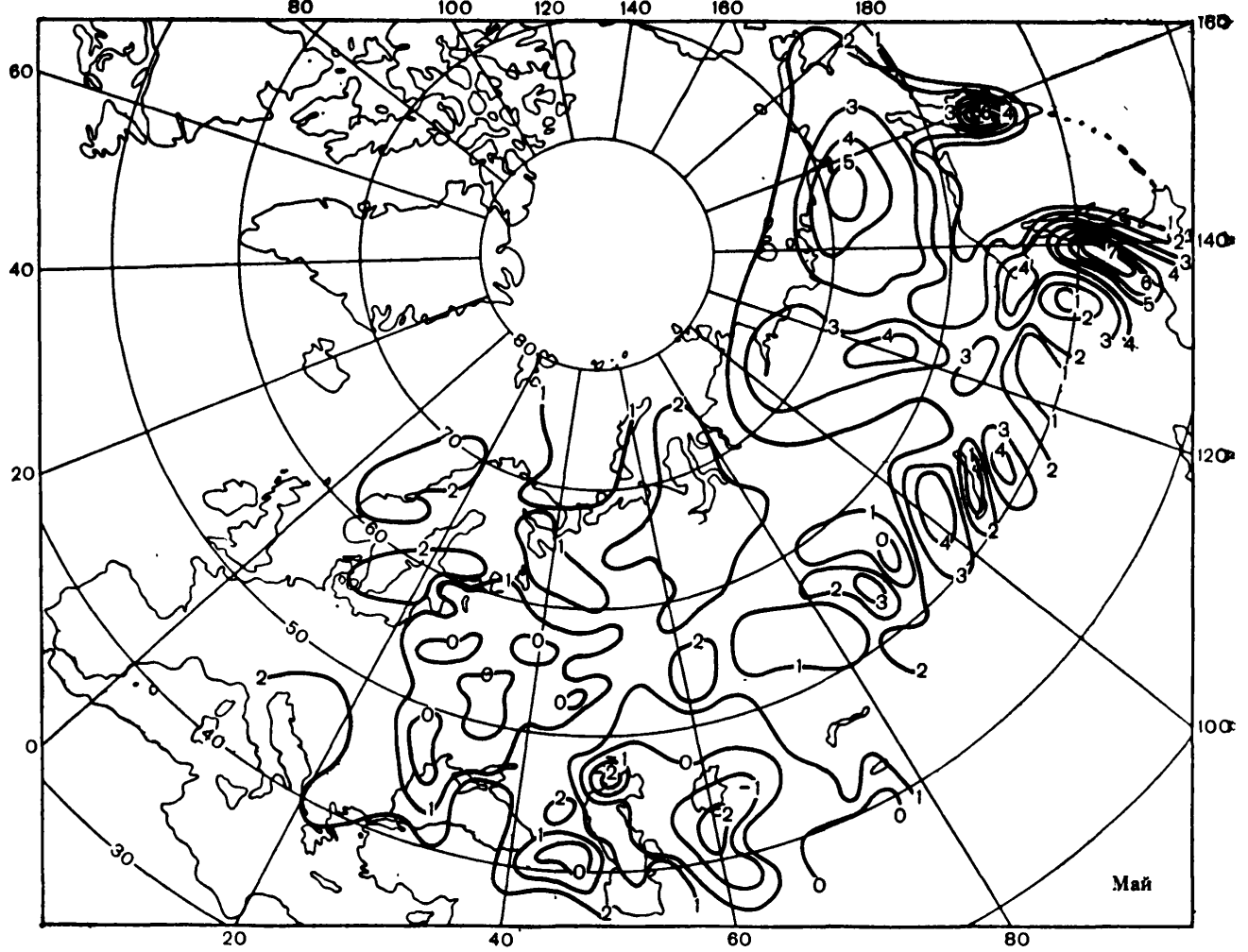


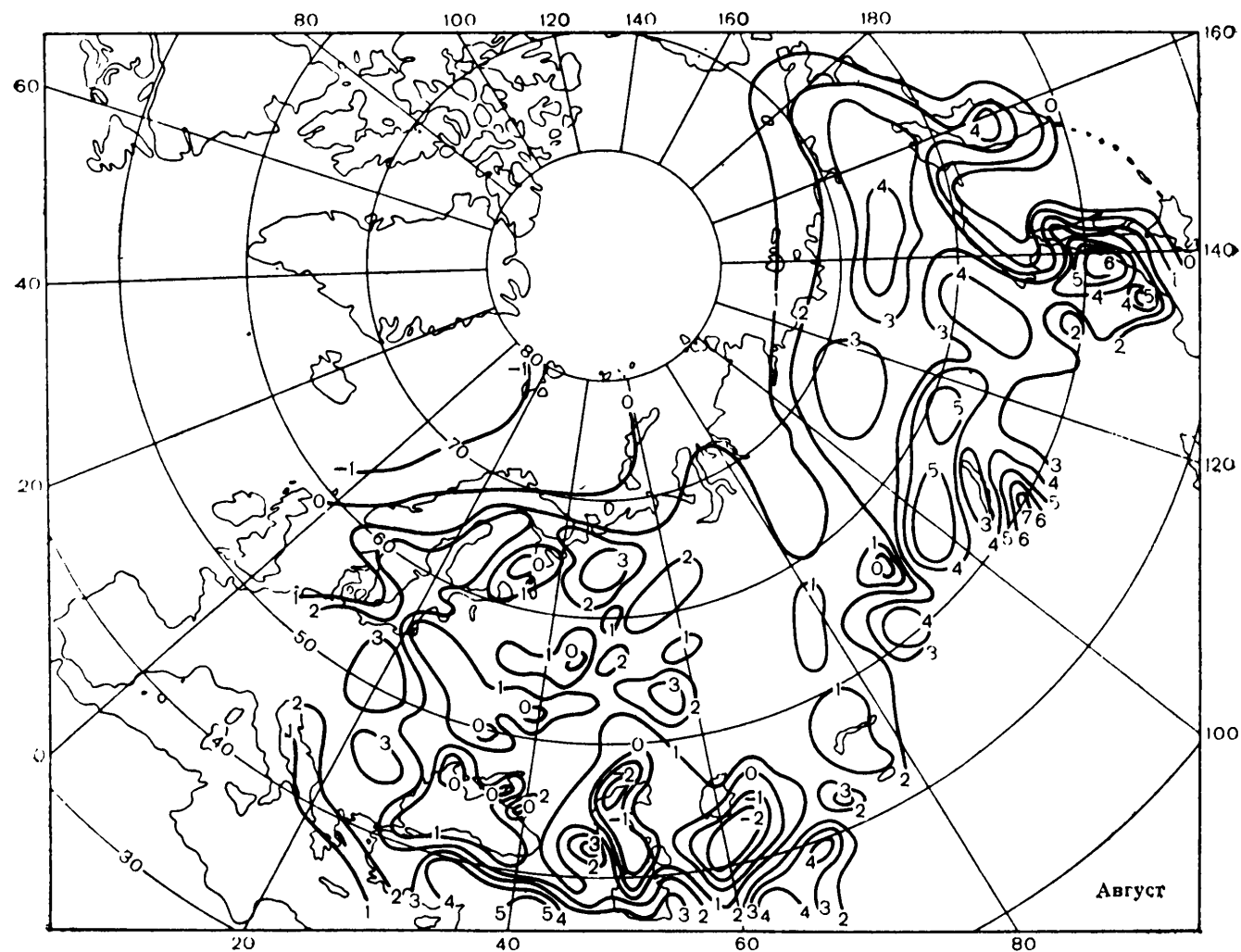
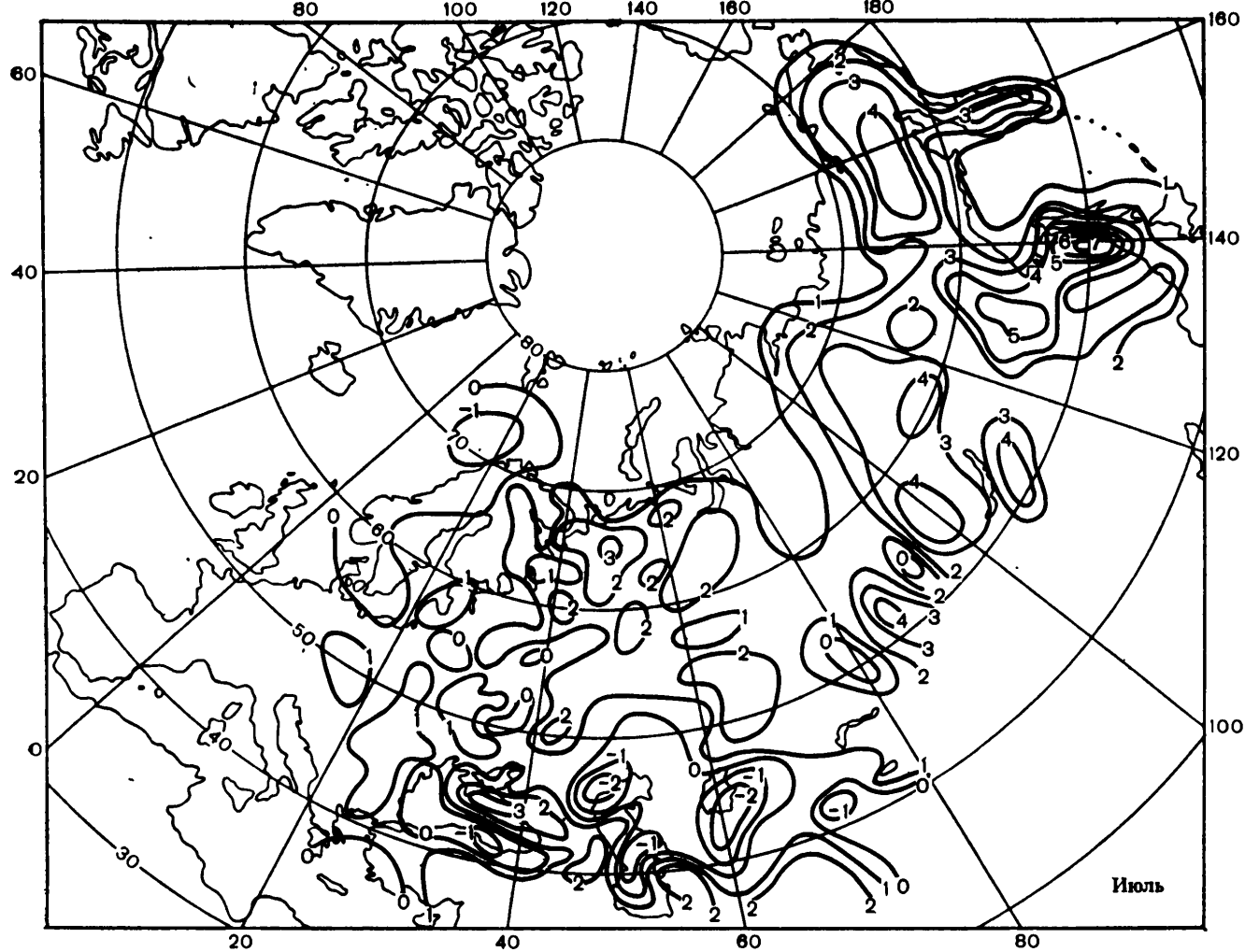


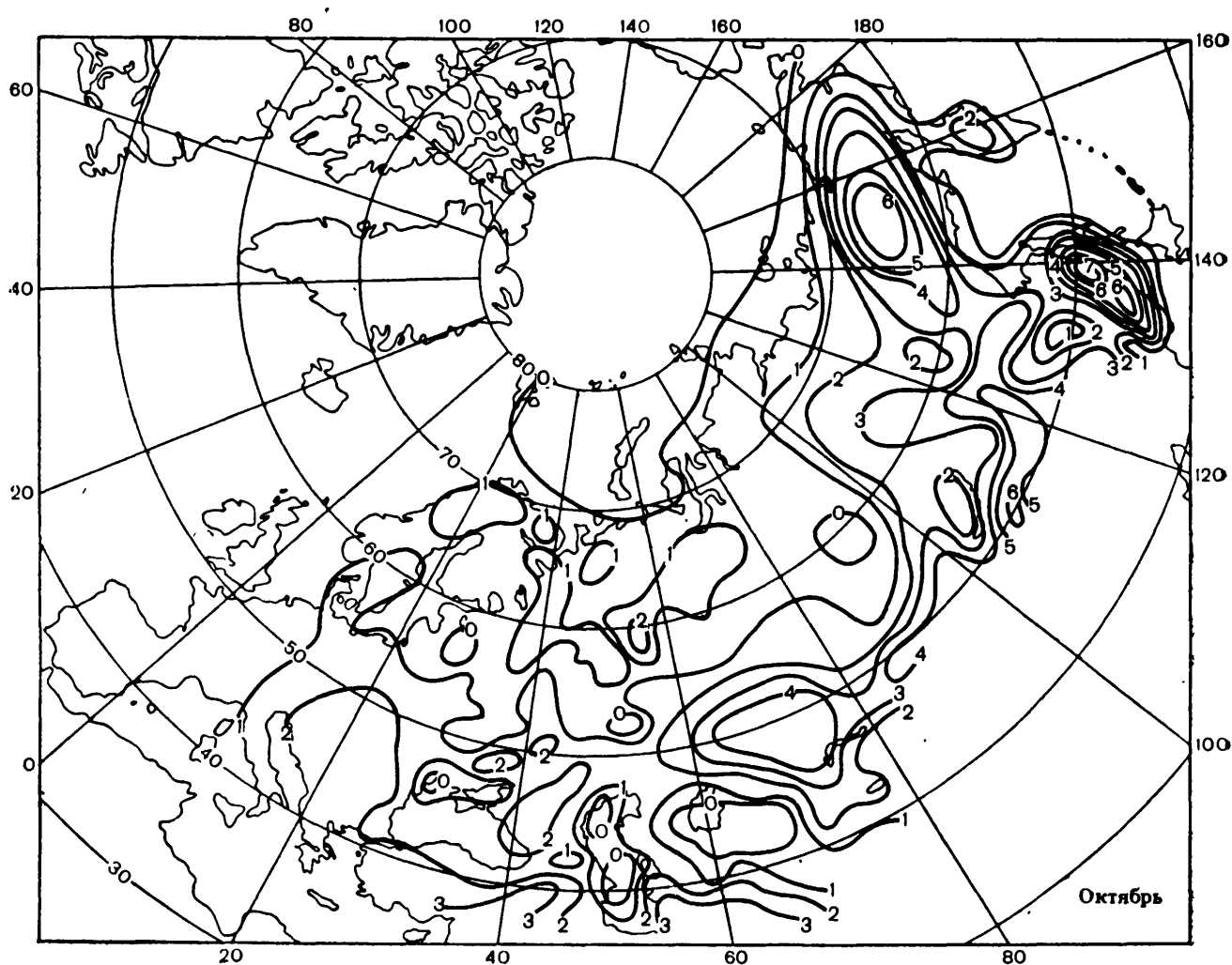
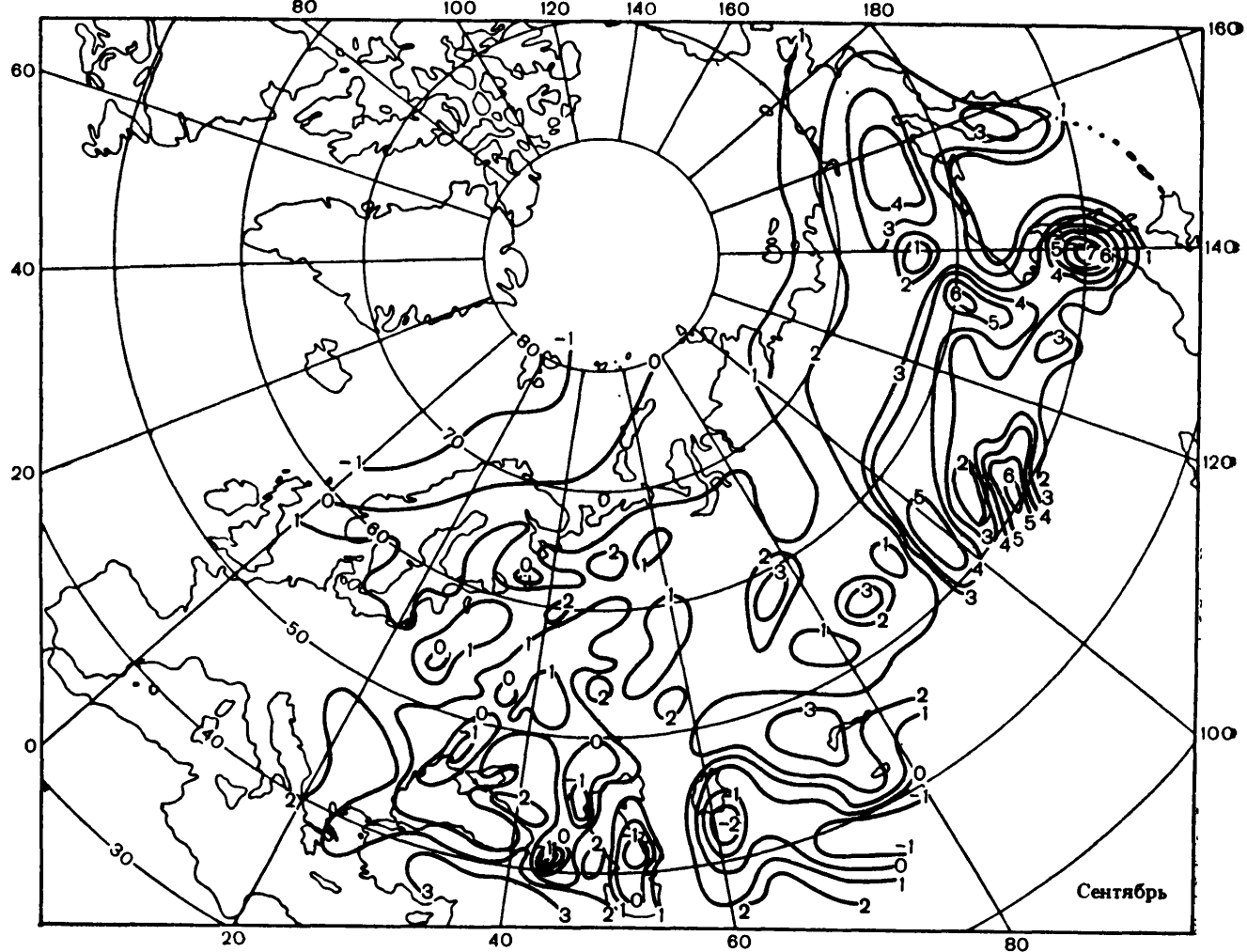
Карты средних суточных амплитуд точки росы у поверхности Земли

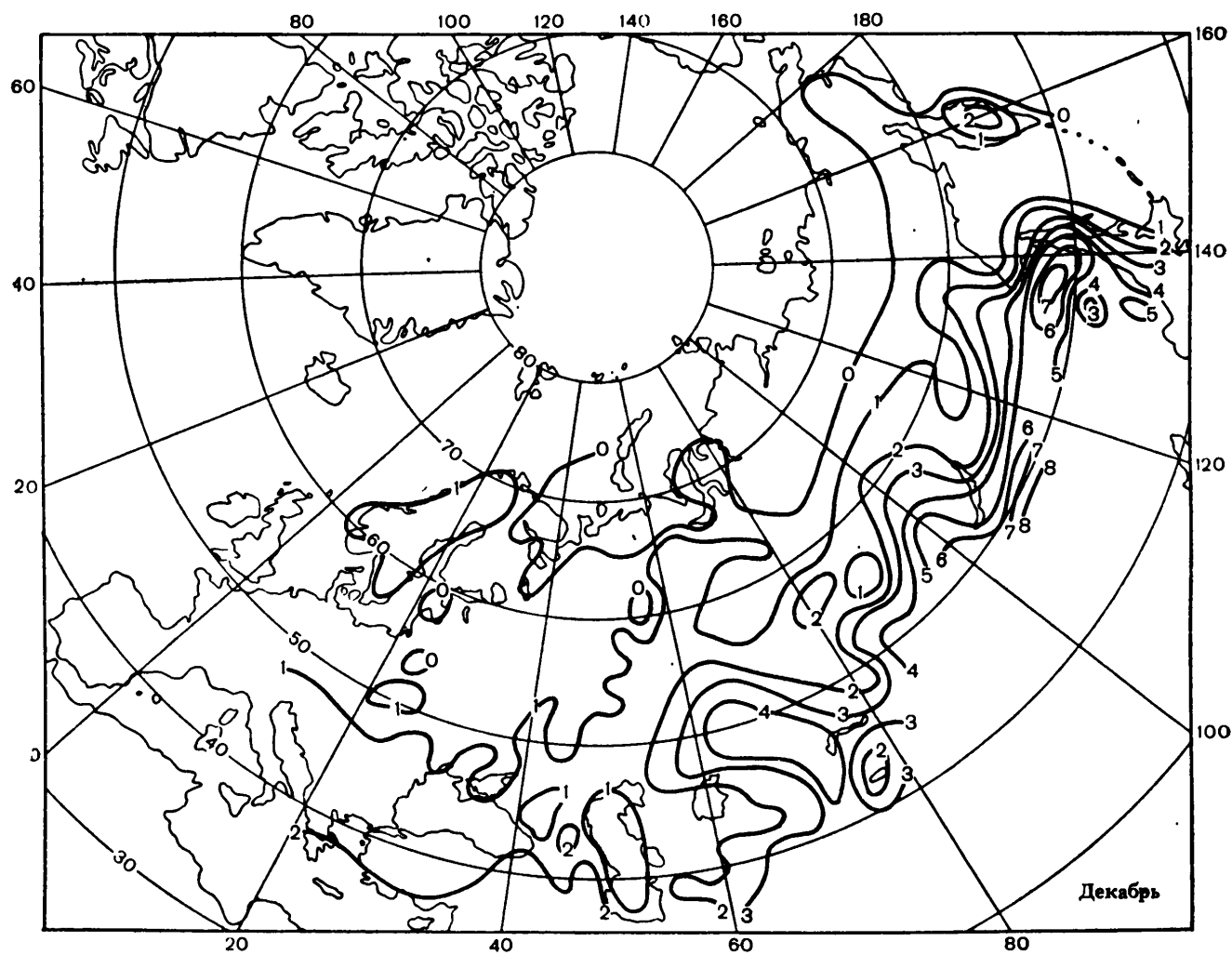
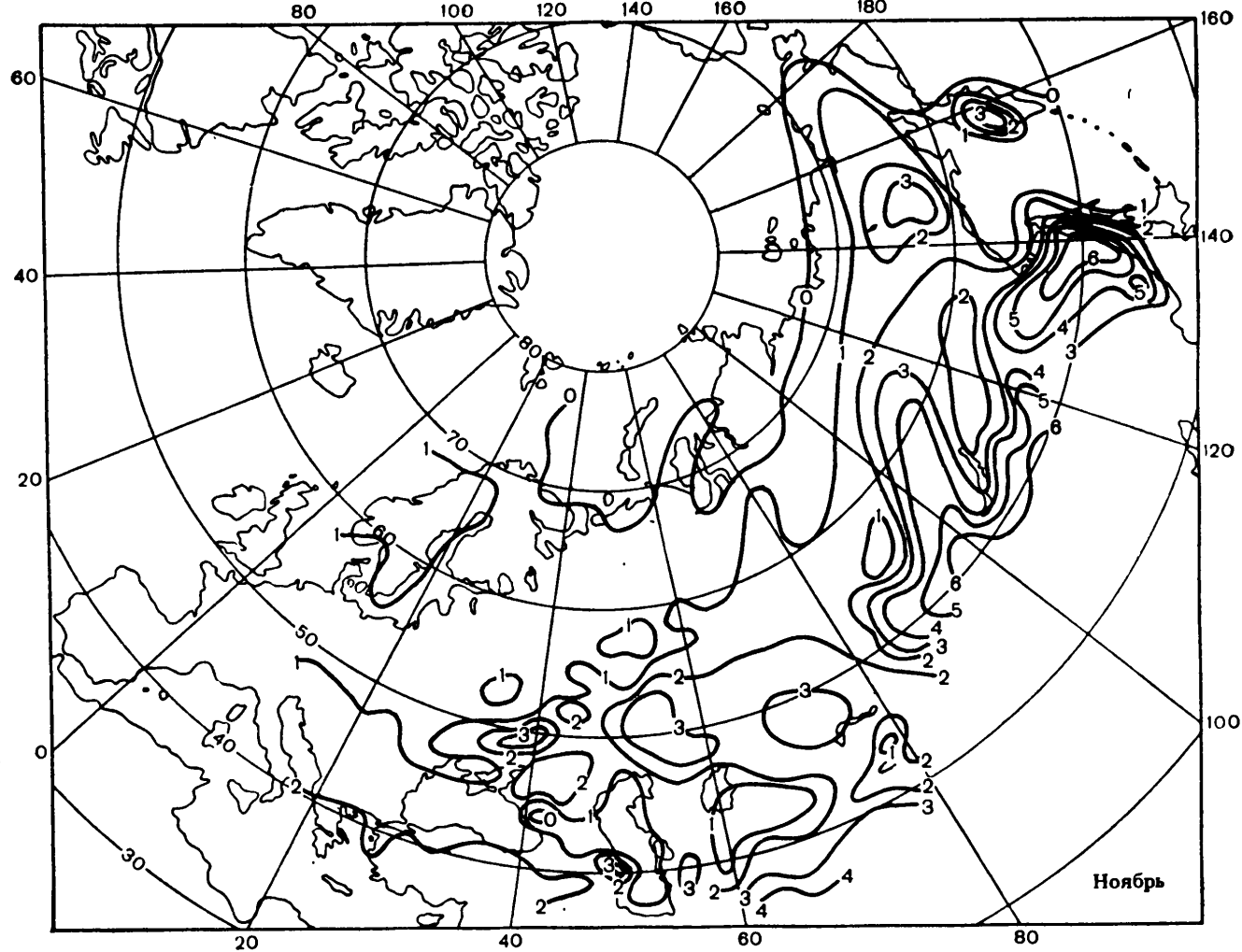




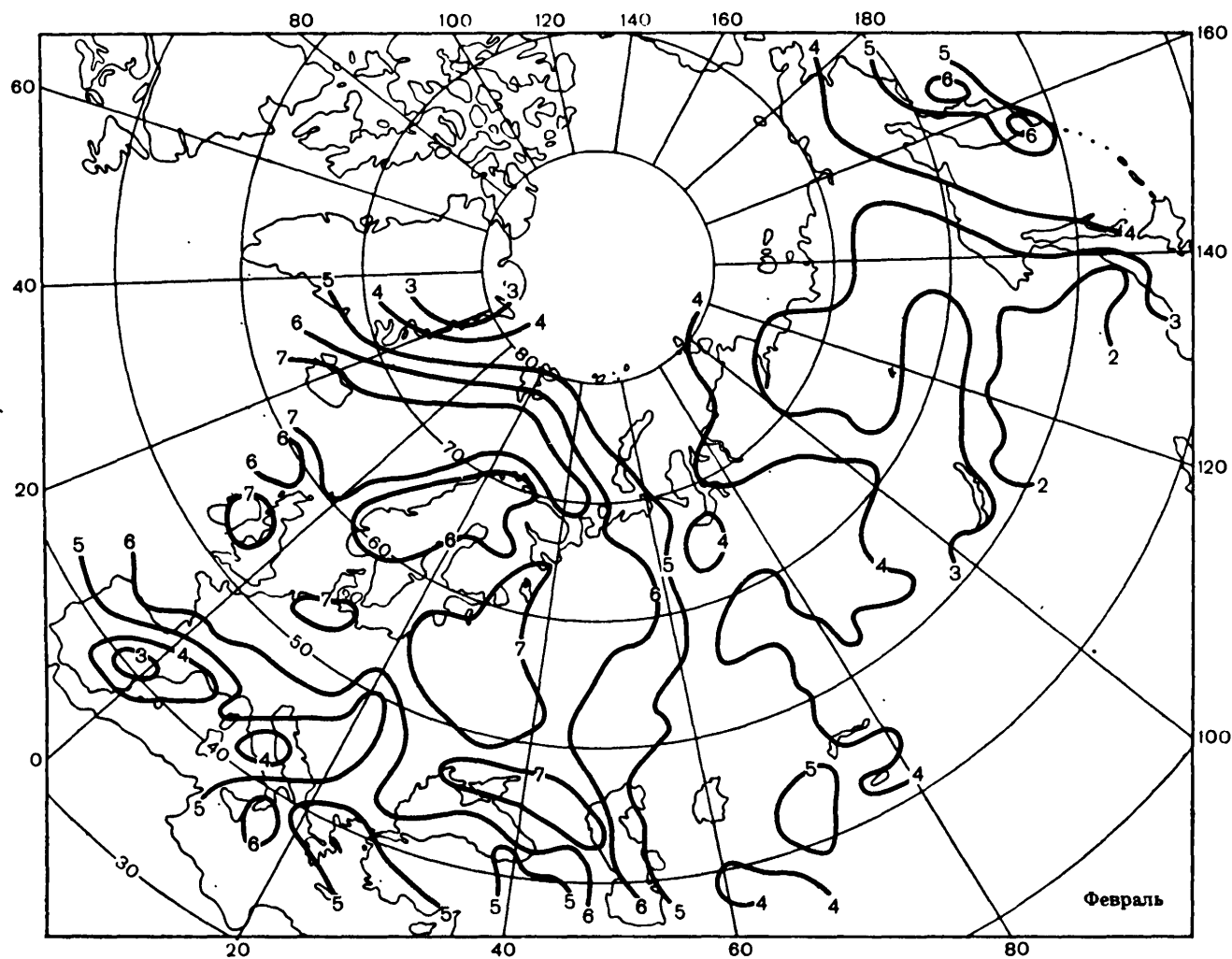
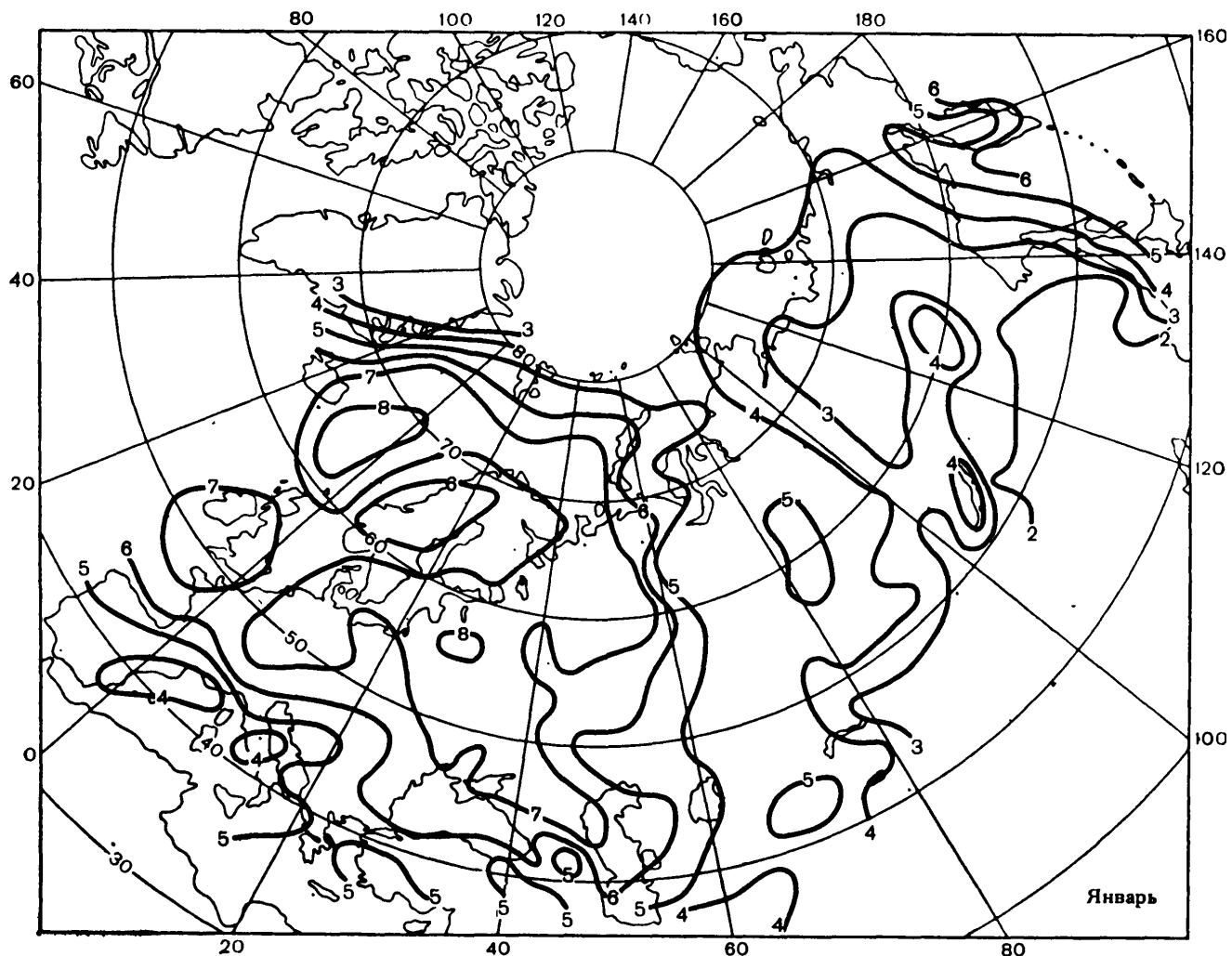


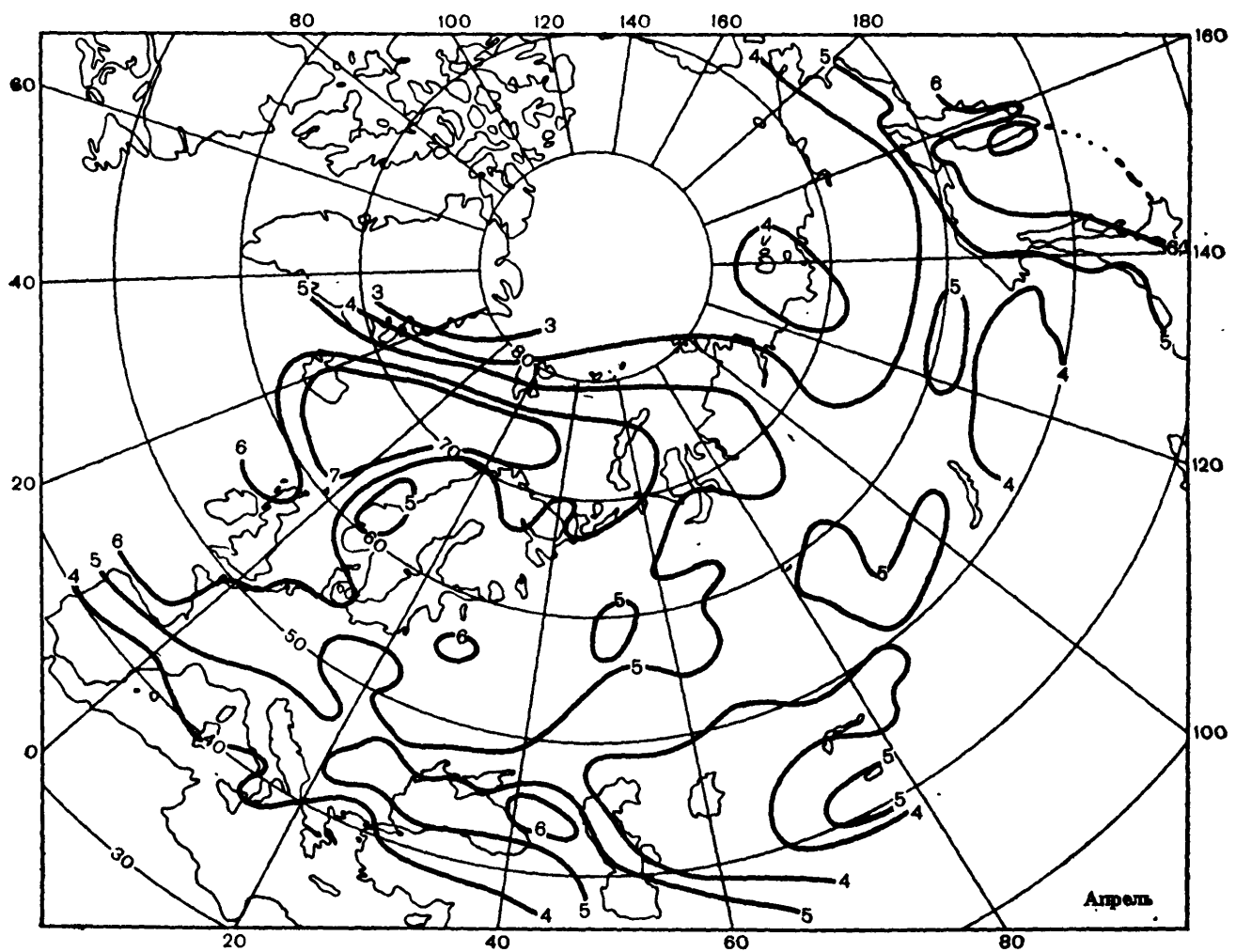
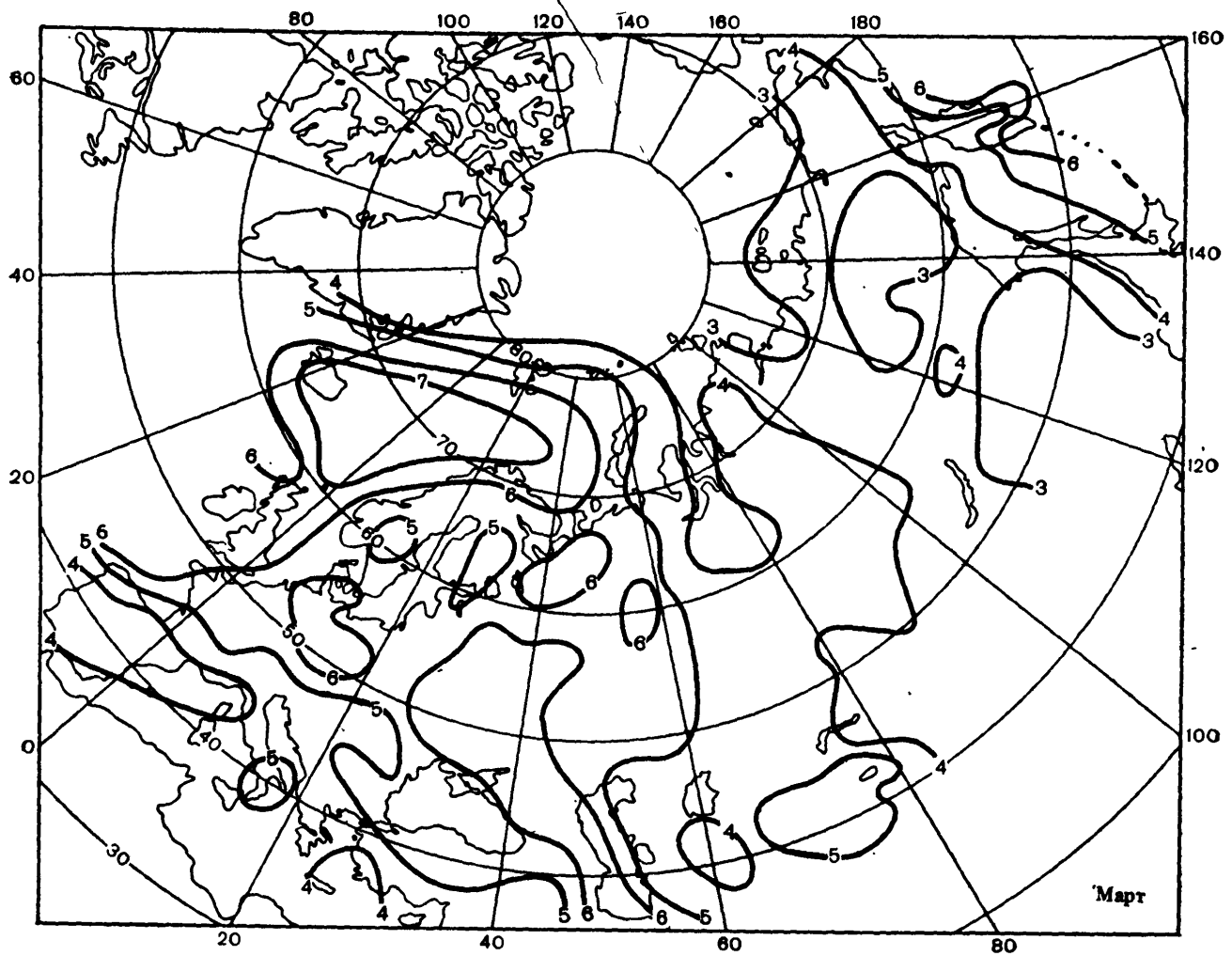


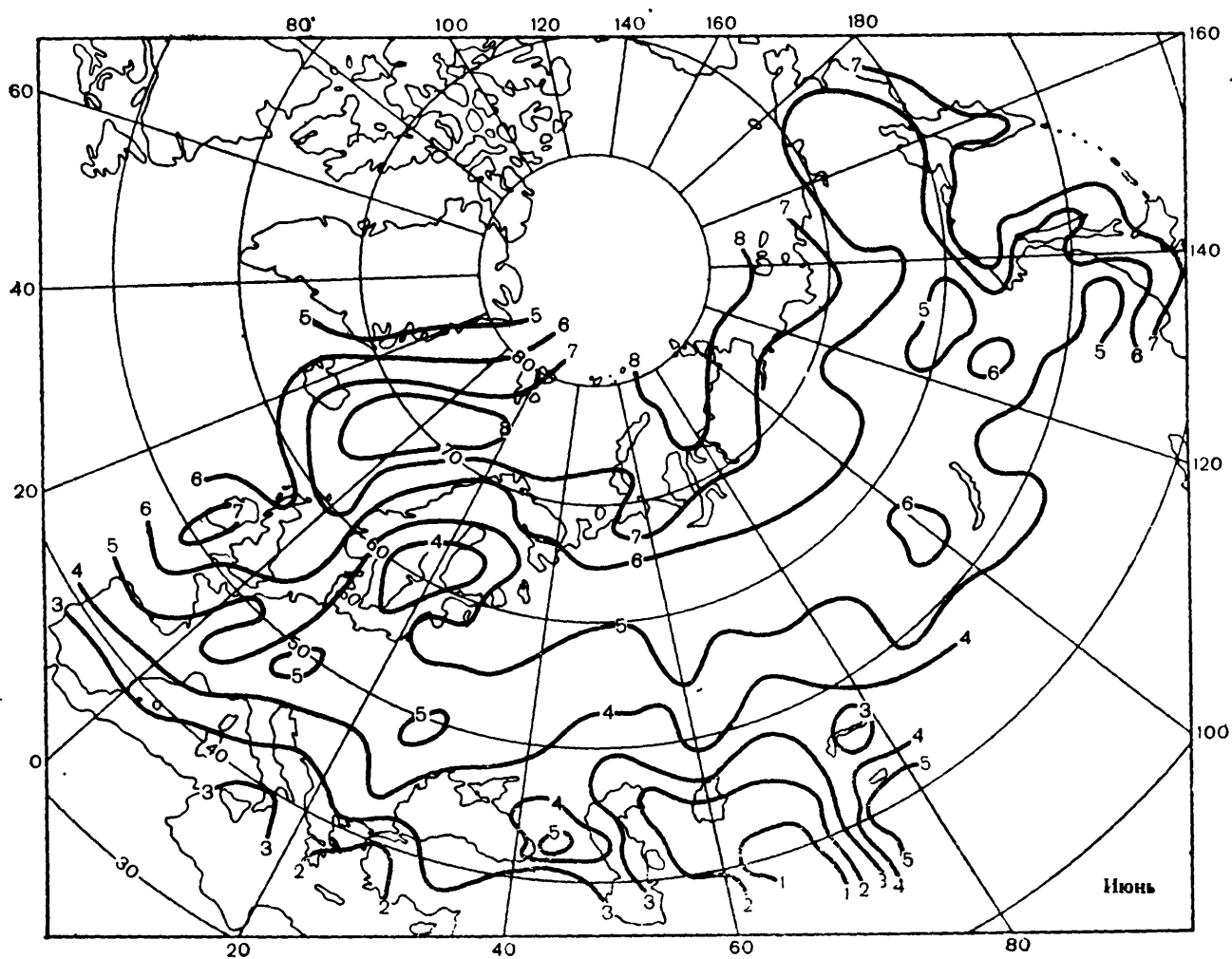
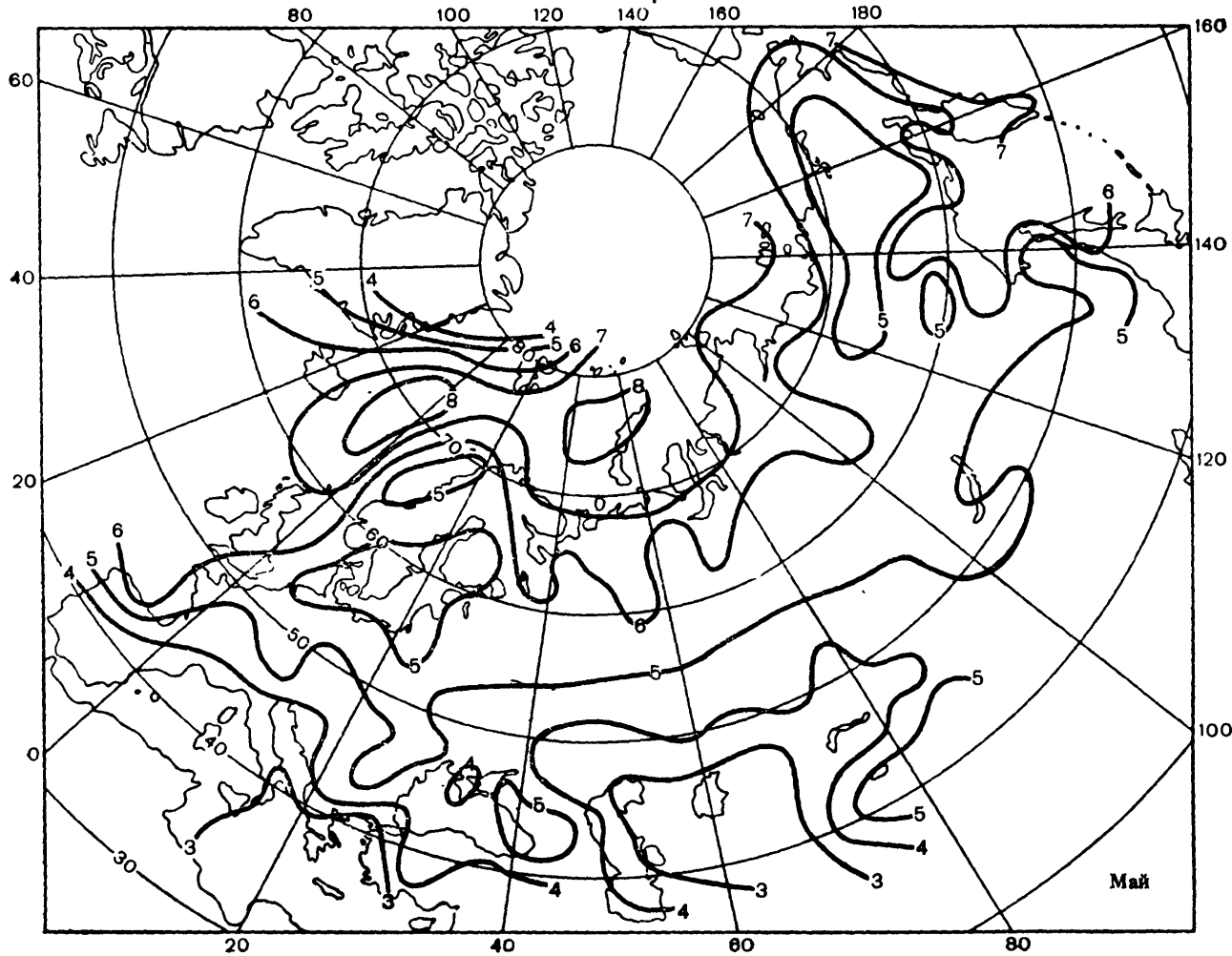


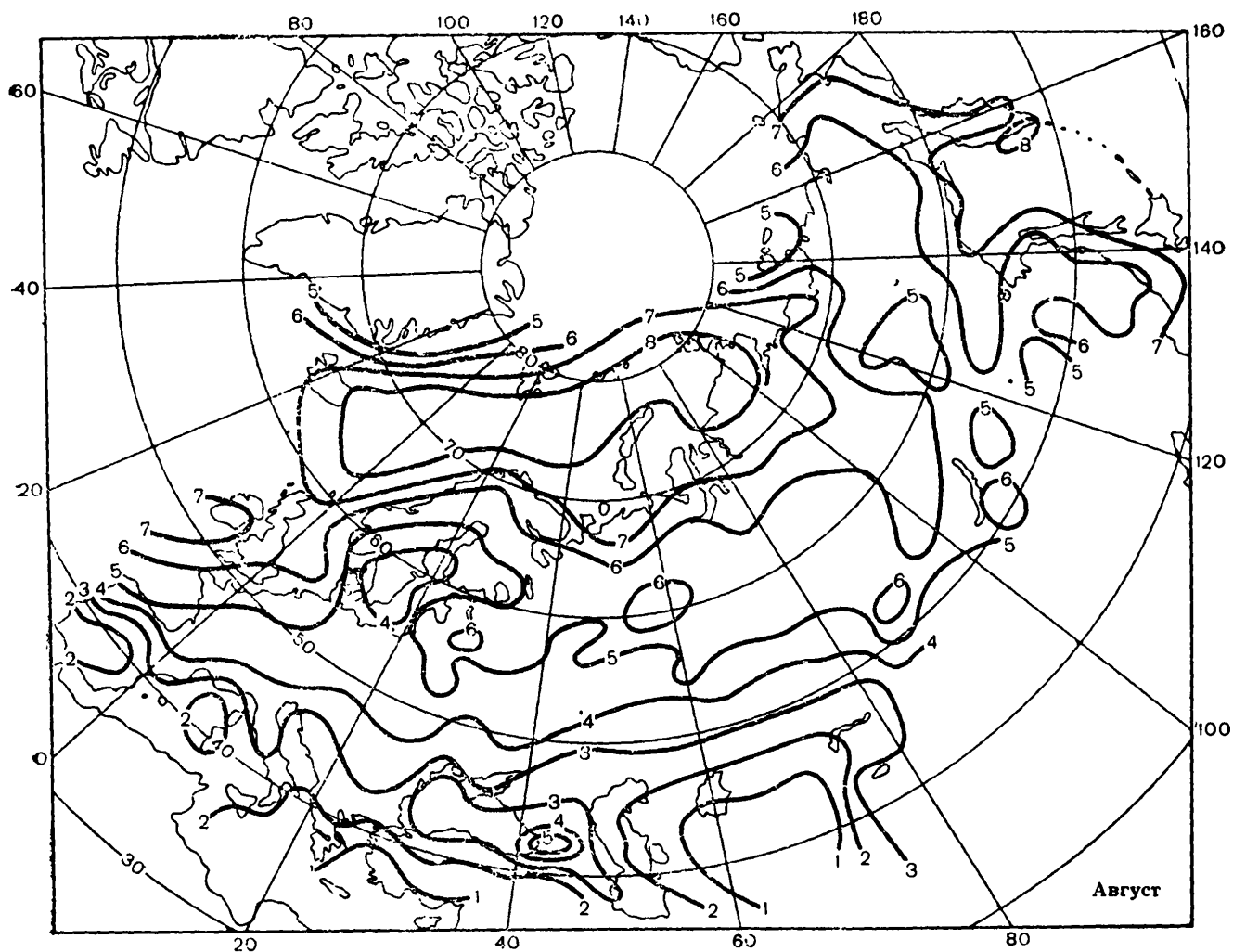
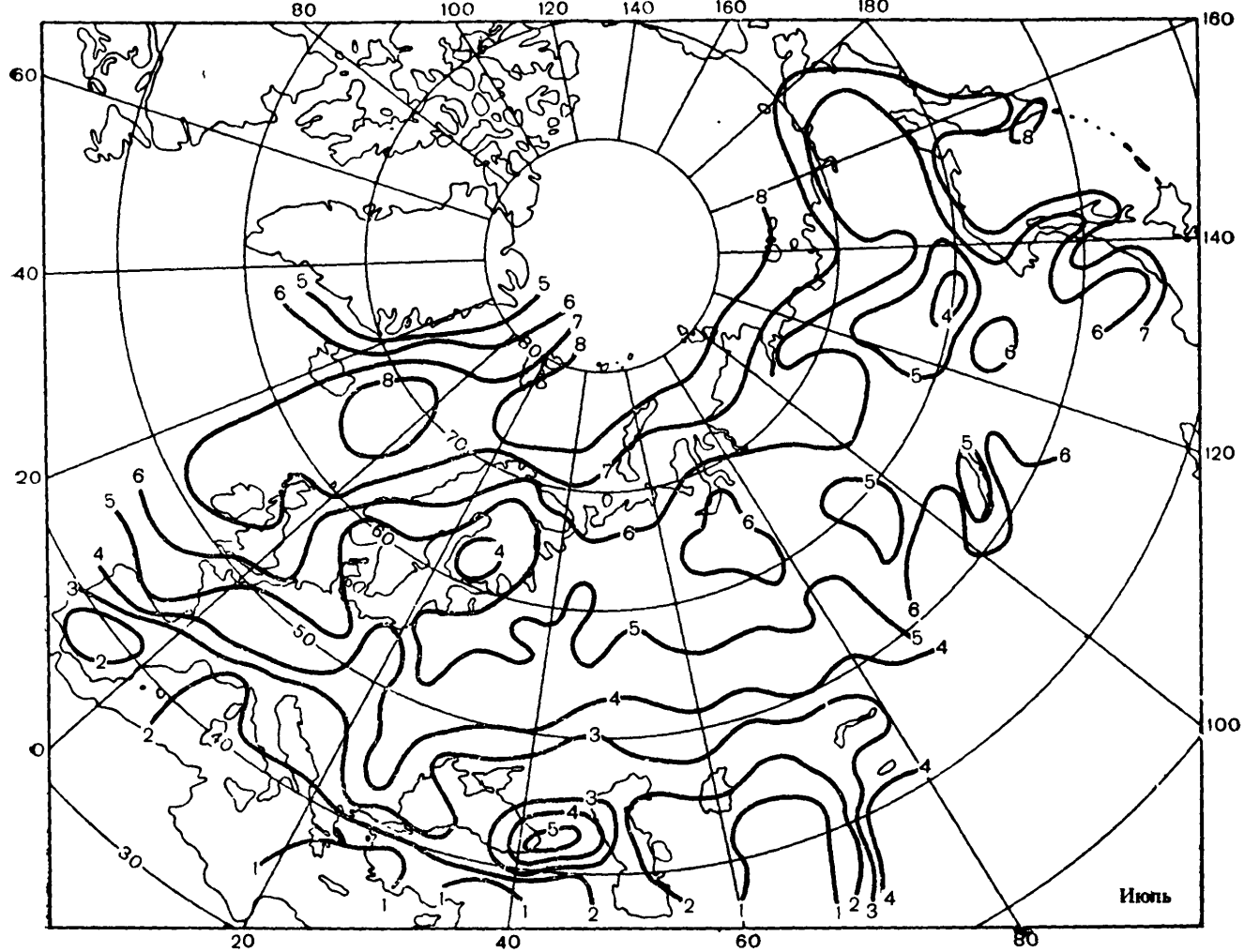


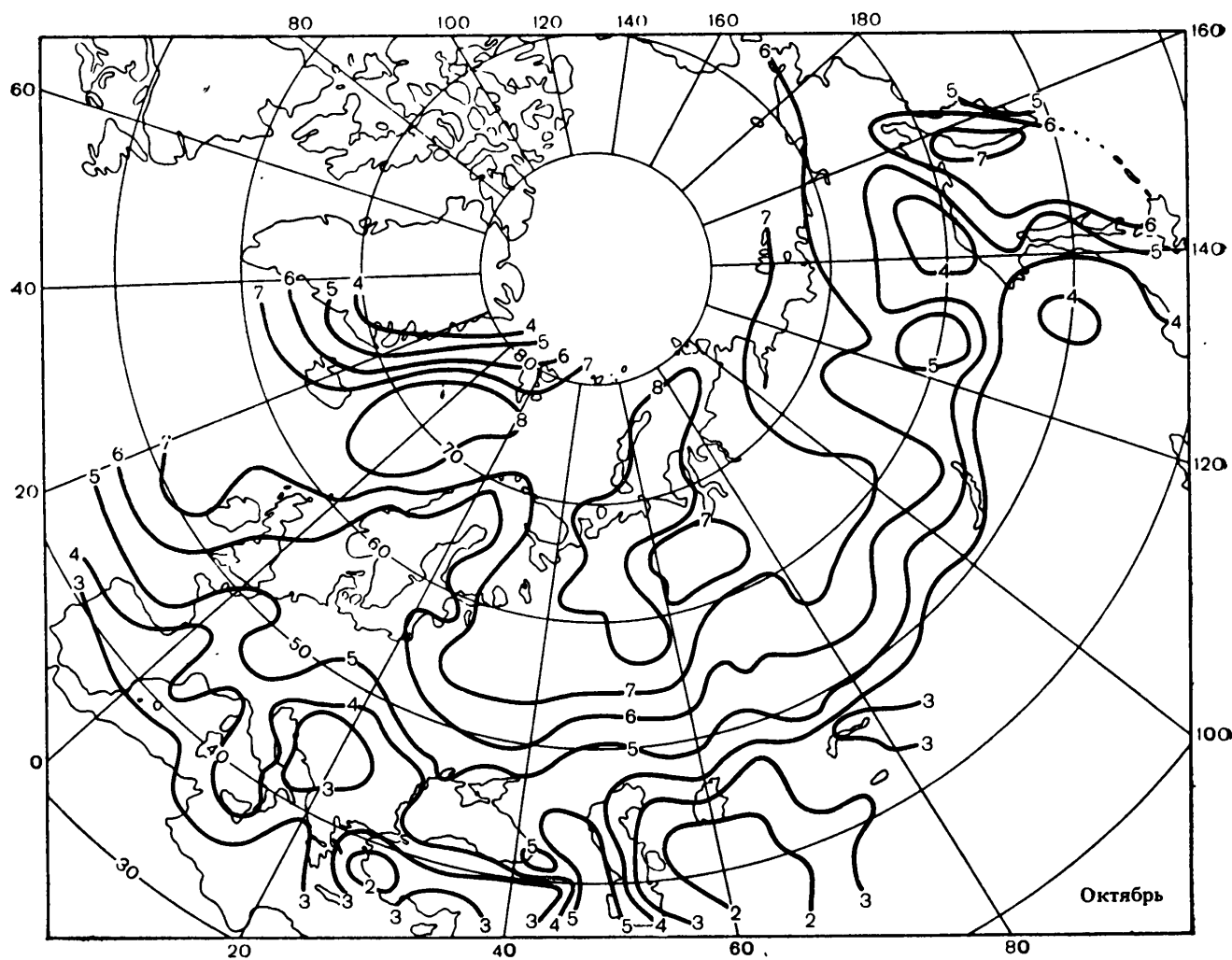
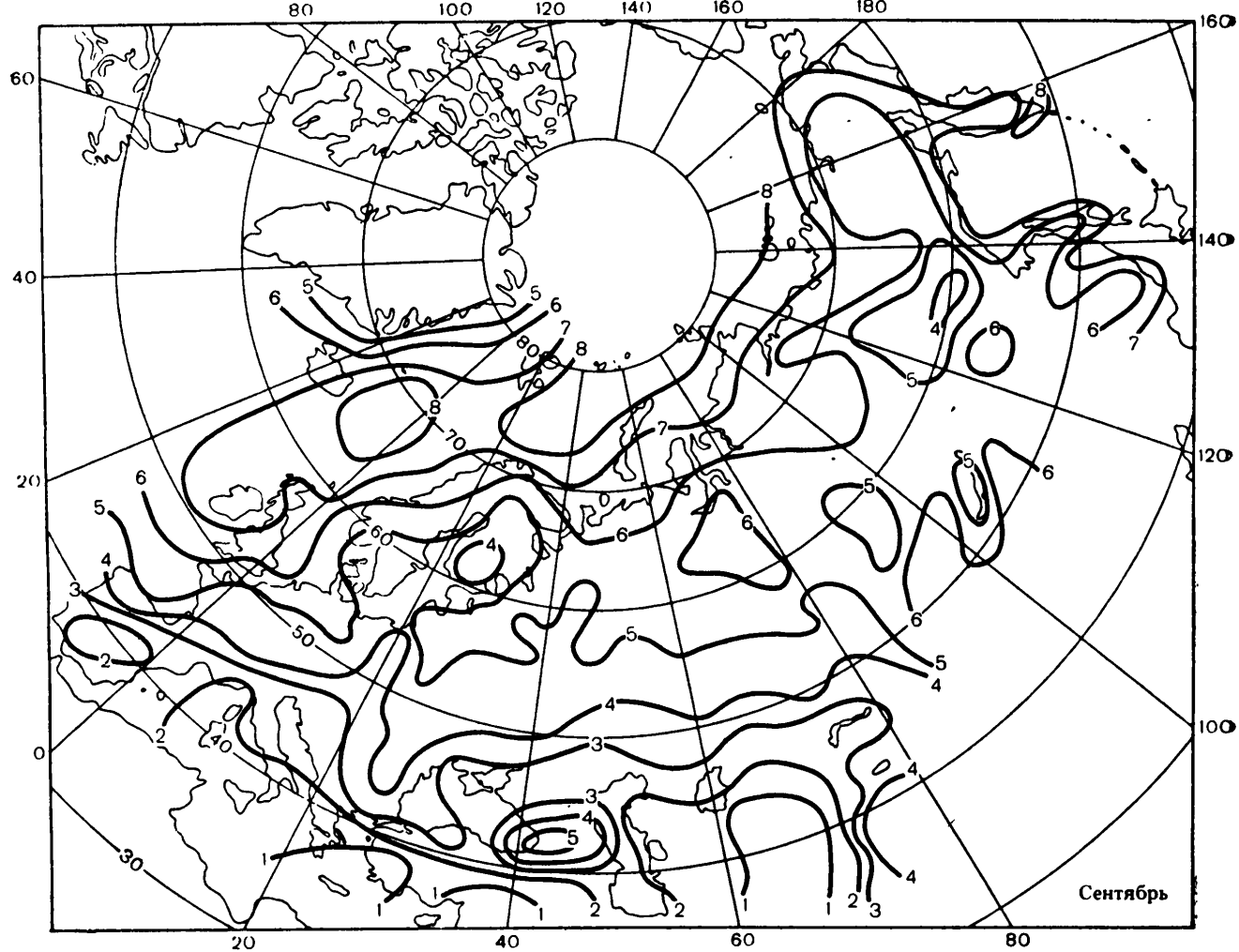
Карты средней суточной облачности

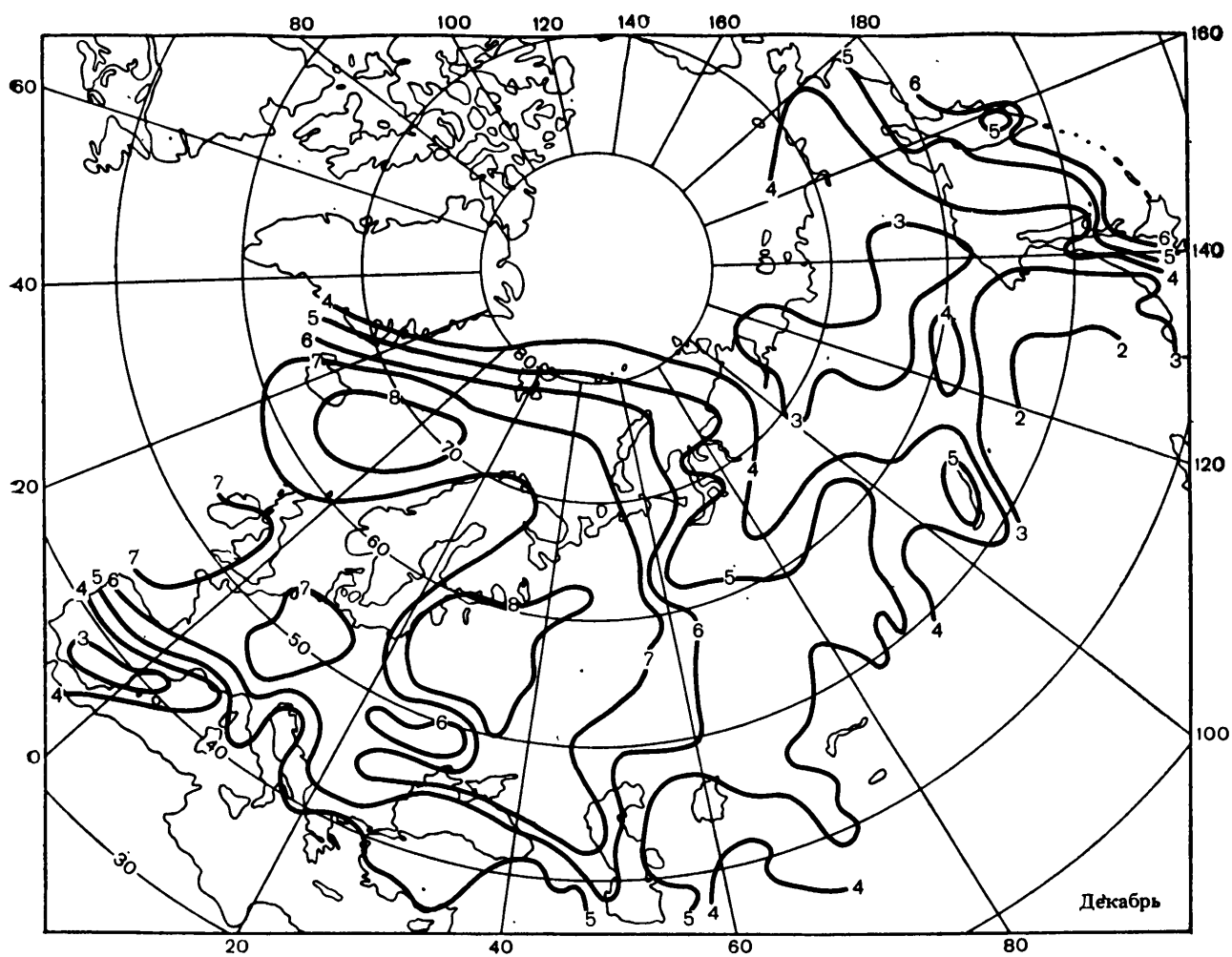
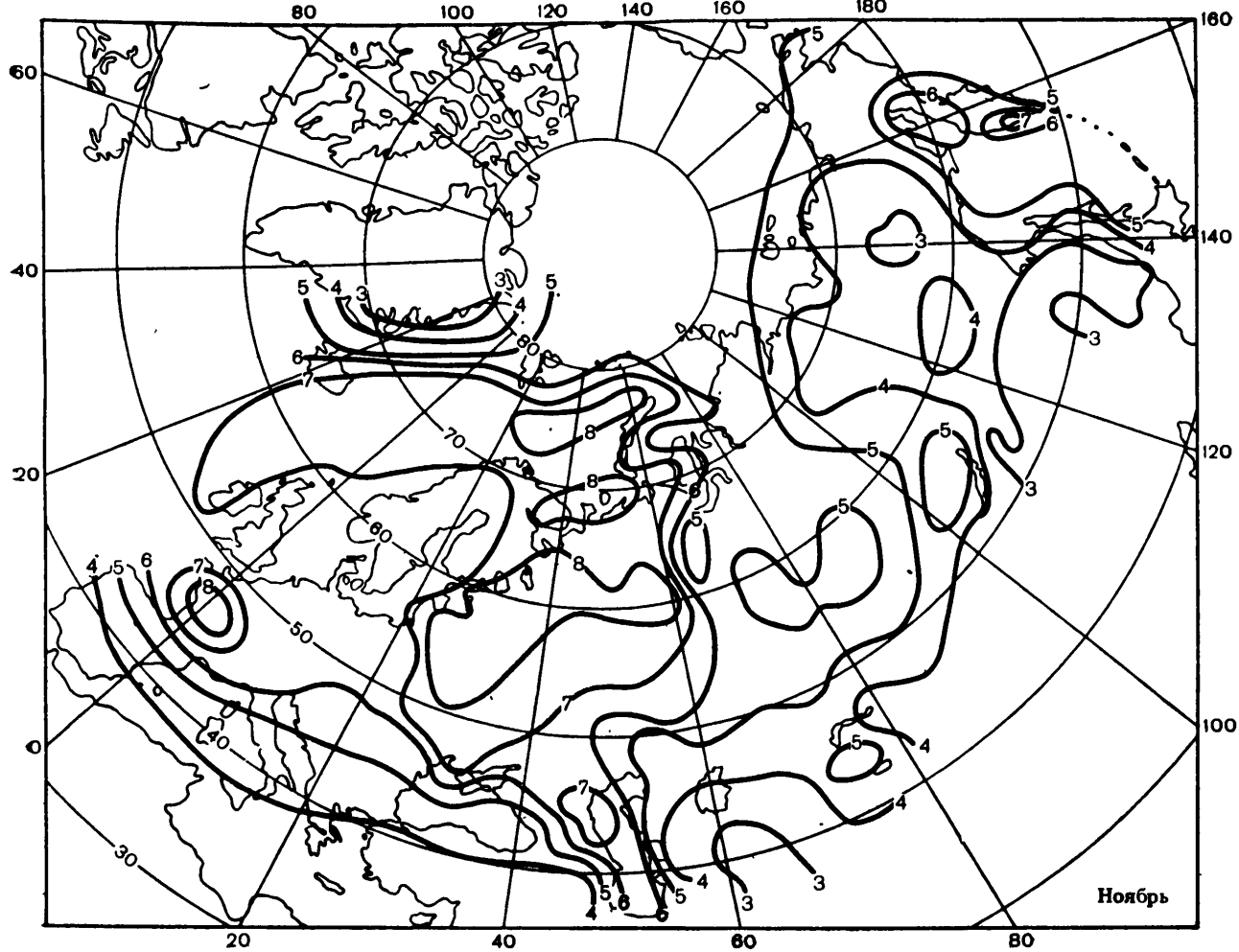




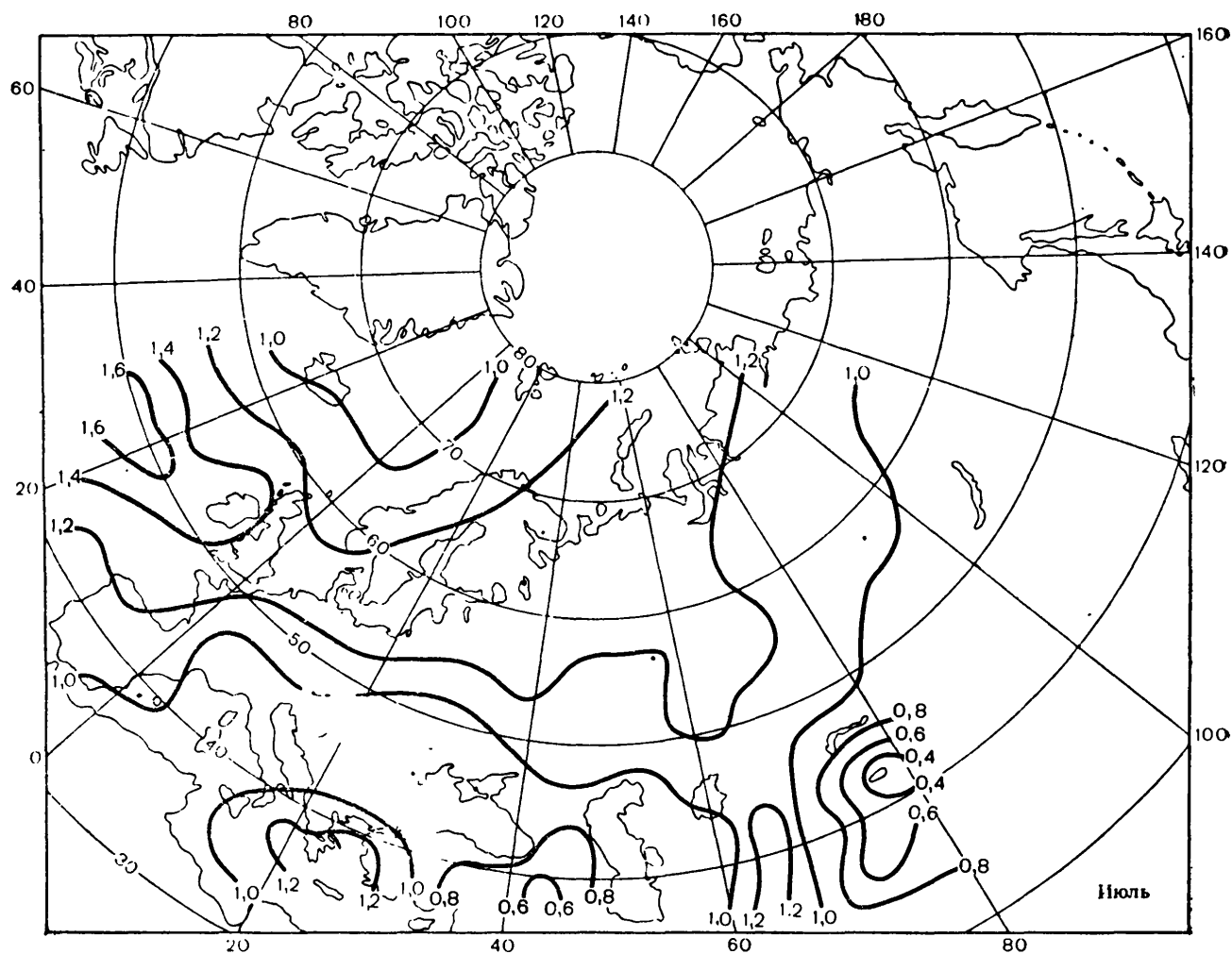
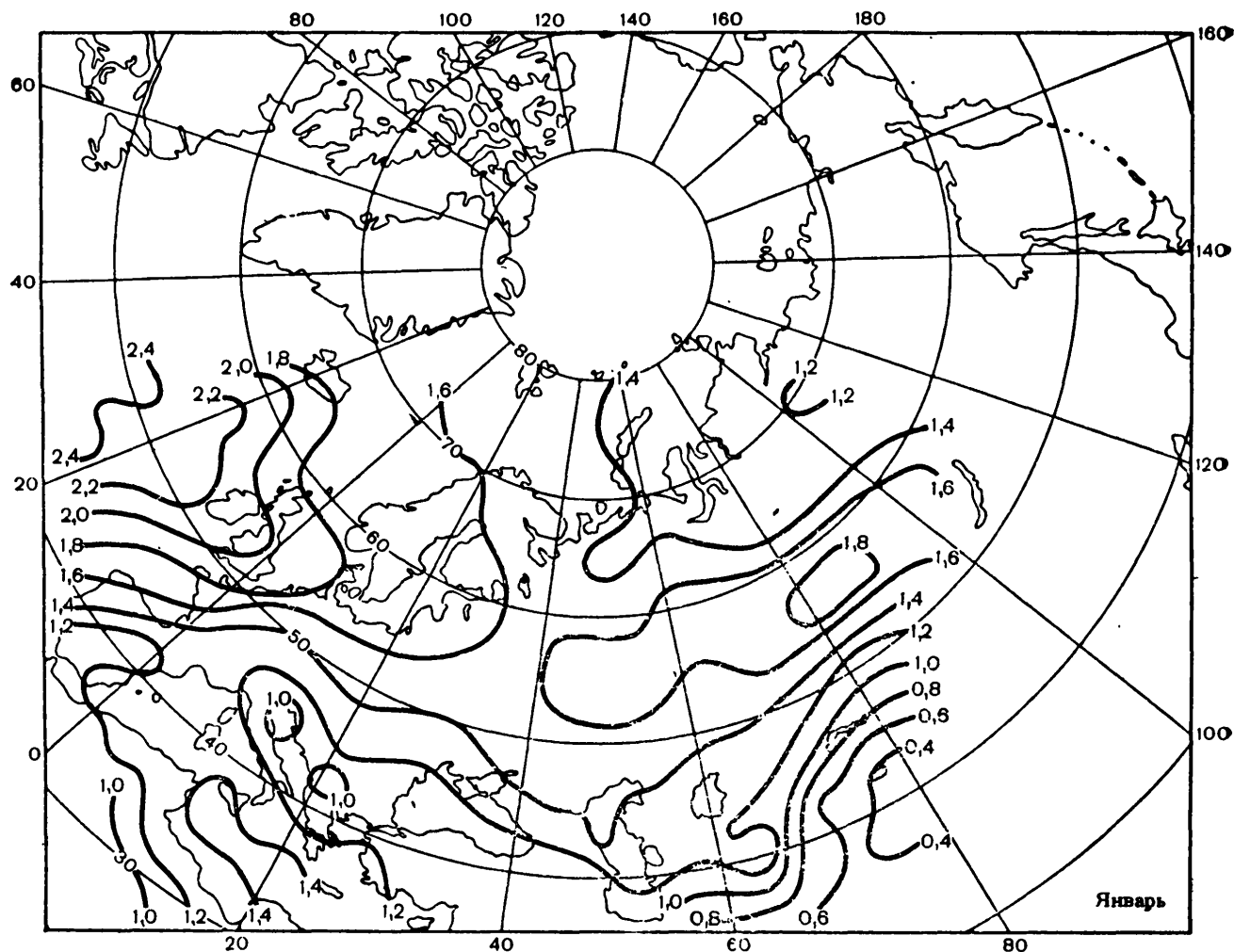








Карты средней скорости ветра за январь и июль



Вертикальные скорости w (см/с) при различных значениях интенсивности осадков I и температуры воздуха T_{850}

I мм/мин	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$						
	-5	-4	-3	-2	-1	0	+1
0,01	3,9	3,8	3,6	3,5	3,4	3,2	3,1
0,02	7,8	7,5	7,2	7,0	6,7	6,5	6,2
0,03	11,8	11,2	10,9	10,5	10,1	9,7	9,4
0,04	15,7	15,0	14,5	14,0	13,4	13,0	12,5
0,05	19,5	18,8	18,1	17,6	16,8	16,2	15,6
0,06	23,6	22,5	21,7	21,1	20,2	19,4	18,7
0,07	27,5	26,2	25,3	24,6	23,5	22,7	21,8
0,08	31,4	30,0	29,0	28,1	26,9	25,9	25,0
0,09	35,4	33,8	32,6	31,6	30,2	29,2	28,1
0,10	39,3	37,5	36,2	35,2	33,6	32,4	31,2
0,11	43,2	41,2	39,8	38,7	37,0	35,6	34,3
0,12	47,2	45,0	43,4	42,2	40,3	38,9	37,4
0,13	51,1	48,8	47,1	45,7	43,7	42,1	40,5
0,14	55,0	52,5	50,7	49,2	47,0	45,4	43,7
0,15	59,0	56,2	54,3	52,8	50,4	48,6	46,8
0,16	62,9	60,0	57,9	56,3	53,8	51,8	49,9
0,17	66,8	63,8	61,5	59,8	57,1	55,1	53,0
0,18	70,7	67,5	65,1	63,3	60,5	58,3	56,2
0,19	74,7	71,2	68,7	66,8	63,8	61,6	59,3
0,20	78,6	75,0	72,4	70,4	67,2	64,8	62,4
0,21	82,5	78,8	76,0	73,9	70,6	68,0	65,5
0,22	86,5	82,5	79,6	77,4	73,9	71,3	68,6
0,23	90,4	86,2	83,2	80,9	77,3	74,5	71,8
0,24	94,3	90,0	86,8	84,4	80,6	77,8	74,9
0,25	98,2	93,8	90,4	88,0	84,0	81,0	78,0

I мм/мин	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
	+ 2	3	4	5	6	7	8	9
0,01	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5
0,02	6,1	5,9	5,7	5,5	5,4	5,2	5,1	4,9
0,03	9,2	8,8	8,6	8,3	8,0	7,8	7,6	7,4
0,04	12,2	11,8	11,4	11,0	10,7	10,4	10,2	9,9
0,05	15,2	14,7	14,2	13,8	13,4	13,0	12,7	12,4
0,06	18,3	17,6	17,1	16,6	16,1	15,6	15,2	14,8
0,07	21,4	20,6	20,0	19,3	18,8	18,2	17,8	17,3
0,08	24,4	23,5	22,8	22,1	21,4	20,8	20,3	19,8
0,09	27,4	26,5	25,6	24,8	24,1	23,4	22,8	22,2
0,10	30,5	29,4	28,5	27,6	26,8	26,0	25,4	24,7
0,11	33,6	32,3	31,4	30,4	29,5	28,6	27,9	27,2
0,12	36,6	35,3	34,2	33,1	32,2	31,2	30,5	29,6
0,13	39,6	38,2	37,0	35,9	34,8	33,8	33,0	32,1
0,14	42,7	41,2	39,9	38,6	37,5	36,4	35,6	34,6
0,15	45,8	44,1	42,8	41,4	40,2	39,0	38,1	37,1
0,16	48,8	47,0	45,6	44,2	42,9	41,6	40,6	39,5
0,17	51,8	50,0	48,4	46,9	45,6	44,2	43,2	42,0
0,18	54,9	52,9	51,3	49,7	48,2	46,8	45,7	44,5

I мм/мин	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
	+2	3	4	5	6	7	8	9
0,19	58,0	55,8	54,2	52,4	50,9	49,4	48,3	46,9
0,20	61,0	58,8	57,0	55,2	53,6	52,0	50,8	49,4
0,21	64,0	61,7	59,8	58,0	56,3	54,6	53,3	51,8
0,22	67,1	64,7	62,7	60,7	59,0	57,2	55,9	54,3
0,23	70,2	67,6	65,6	63,5	61,6	59,8	58,4	56,8
0,24	73,2	70,6	68,4	66,2	64,3	62,4	61,0	59,3
0,25	76,2	73,5	71,2	69,0	67,0	65,0	53,5	61,8

I мм/мин	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
	10	11	12	13	14	15	16	17
0,01	2,4	2,4	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1	2,1
0,02	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,3	4,2	4,2
0,03	7,3	7,0	6,9	6,8	6,6	6,5	6,4	6,3
0,04	9,7	9,4	9,2	9,1	8,8	8,7	8,5	8,4
0,05	12,1	11,8	11,5	11,4	11,0	10,8	10,6	10,4
0,06	14,5	14,1	13,8	13,6	13,2	13,0	12,7	12,5
0,07	16,9	16,4	16,1	15,9	15,5	15,2	14,8	14,6
0,08	19,4	18,8	18,4	18,2	17,7	17,4	17,0	16,7
0,09	21,8	21,2	20,7	20,4	19,9	19,5	19,1	18,8
0,10	24,2	23,5	23,0	22,7	22,1	21,7	21,2	20,9
0,11	26,6	25,8	25,3	25,0	24,3	23,9	23,3	23,0
0,12	29,0	28,2	27,6	27,2	26,5	26,0	25,4	25,1
0,13	31,5	30,6	29,9	29,5	28,7	28,2	27,6	27,2
0,14	33,9	32,9	32,2	31,8	30,9	30,4	29,7	29,3
0,15	36,3	35,2	34,5	34,0	33,2	32,6	31,8	31,4
0,16	38,7	37,6	36,8	36,3	35,4	34,7	33,9	33,4
0,17	41,1	40,0	39,1	38,6	37,6	36,9	36,0	35,5
0,18	43,6	42,3	41,4	40,8	39,8	39,1	38,2	37,6
0,19	46,0	44,6	43,7	43,1	42,0	41,2	40,3	39,7
0,20	48,4	47,0	46,0	45,4	44,2	43,4	42,4	41,8
0,21	50,8	49,4	48,3	47,6	46,4	45,6	44,5	43,9
0,22	53,2	51,7	50,6	49,9	48,6	47,8	46,6	46,0
0,23	55,7	54,0	52,9	52,2	50,8	49,9	48,8	48,1
0,24	58,1	56,4	55,2	54,5	53,0	52,1	50,9	50,1
0,25	60,5	58,8	57,5	56,8	55,2	54,3	53,0	52,2

I мм/мин	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
	18	19	20	21	22	23	24	25
0,01	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8
0,02	4,1	4,0	4,0	3,9	3,9	3,8	3,8	3,7
0,03	6,2	6,0	6,0	5,9	5,8	5,7	5,6	5,6
0,04	8,2	8,0	8,0	7,8	7,7	7,7	7,5	7,4
0,05	10,2	10,0	10,0	9,8	9,6	9,6	9,4	9,2
0,06	12,3	12,1	11,9	11,8	11,6	11,5	11,3	11,1
0,07	14,4	14,1	13,9	13,7	13,5	13,4	13,2	13,0
0,08	16,4	16,1	15,9	15,7	15,4	15,3	15,0	14,8
0,09	18,4	18,1	17,9	17,6	17,4	17,2	16,9	16,6

I mm/мнн	$T_{850} \text{ }^{\circ}\text{C}$							
	18	19	20	21	22	23	24	25
0,10	20,5	20,1	19,9	19,6	19,3	19,1	18,8	18,5
0,11	22,6	22,1	21,9	21,6	21,2	21,0	20,7	20,4
0,12	24,6	24,1	23,9	23,5	23,2	22,9	22,6	22,2
0,13	26,6	26,1	25,9	25,5	25,1	24,8	24,4	24,0
0,14	28,7	28,1	27,9	27,4	27,0	26,8	26,3	25,9
0,15	30,8	30,2	29,8	29,4	29,0	28,7	28,2	27,8
0,16	32,8	32,2	31,8	31,4	30,9	30,6	30,1	29,6
0,17	34,8	34,2	33,8	33,3	32,8	32,5	32,0	31,4
0,18	36,9	36,2	35,8	35,3	34,7	34,4	33,8	33,3
0,19	39,0	38,2	37,8	37,2	36,7	36,3	35,7	35,2
0,20	41,0	40,2	39,8	39,2	38,6	38,2	37,6	37,0
0,21	43,0	42,2	41,8	41,2	40,5	40,1	39,5	38,8
0,22	45,1	44,2	43,8	43,1	42,5	42,0	41,4	40,7
0,23	47,2	46,2	45,8	45,1	44,4	44,0	43,2	42,6
0,24	49,2	48,2	47,8	47,0	46,3	45,9	45,1	44,4
0,25	51,2	50,2	49,8	49,0	48,2	47,8	47,0	46,2

Приложение 10

Амплитуда температуры воздуха при ясном небе (по М. Е. Шведу)
у поверхности Земли для коэффициента прозрачности $K=0,8$
и влажной поверхности почвы

Ф° с. ш.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
65	—	2,0	9,7	10,3	12,1	11,9	11,9	10,8	6,3	3,3	—	—
55	2,6	4,9	8,6	12,2	14,2	14,8	14,9	13,2	10,5	6,6	3,5	2,0
45	6,4	8,9	11,3	15,0	15,1	17,4	16,6	15,4	12,8	10,6	6,7	4,6
40	7,3	10,0	12,9	15,5	17,1	17,8	19,2	18,3	15,8	11,0	8,0	6,4

Примечание. При сухой подстилающей поверхности амплитуда T с апреля по октябрь увеличивается примерно на 10 %, а с ноября по март — на 20 %. Уменьшение прозрачности атмосферного воздуха приводит к такому же уменьшению амплитуды T .

Предисловие	3
Глава 1. Уравнения динамики и термодинамики атмосферы и основные выводы из них	6
Введение. Постановка задачи анализа и прогноза изменений метеорологических элементов со временем	6
1.1. Система уравнений гидротермодинамики атмосферы	7
1.2. Вихрь и дивергенция скорости	13
1.3. Уравнение вихря скорости	16
1.4. Общая формула для анализа локальных изменений геопотенциальных высот изобарических поверхностей	18
1.5. Способы расчета вихревой и дивергентной составляющих локального изменения высот изобарических поверхностей	24
1.6. Графический способ прогноза вихревой составляющей изменения геопотенциала $(\partial H / \partial t)_в$	26
1.7. Диагноз и прогноз изменений приземного давления	27
1.8. Диагноз и прогноз локальных изменений барического поля в квазигеострофическом приближении	31
Глава 2. Гидродинамические и синоптико-гидродинамические численные схемы прогноза метеорологических величин	39
2.1. Общие сведения о гидродинамических схемах прогноза метеорологических элементов	39
2.2. Схемы прогноза, основанные на решении полной системы уравнений динамики и термодинамики атмосферы	41
2.2.1. Семиуровенная полушарная прогностическая модель атмосферы	44
2.2.2. Шестиуровенная региональная прогностическая модель	48
2.3. Численная синоптико-гидродинамическая схема прогноза приземного давления	51
Глава 3. Прогноз траекторий воздушных частиц	55
3.1. Графический способ расчета траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа и у поверхности Земли	57
3.2. Численный способ прогноза траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 1000, 850, 700, 500, 300 гПа	63
3.3. Аналитический способ прогноза траекторий воздушных частиц на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа	66
Глава 4. Вертикальные движения воздуха	72
4.1. Общие понятия об упорядоченных вертикальных движениях воздуха	72
4.2. Вычисление вертикальных движений воздуха из уравнения неразрывности	74
4.3. Вычисление скорости вертикальных движений воздуха по данным о барическом поле	77
4.4. Вычисление скоростей вертикальных движений воздуха из уравнения притока тепла	85
4.5. Определение вертикальных скоростей воздуха из системы уравнений гидротермодинамики в квазигеострофическом приближении	86
4.6. Сопоставление вертикальных скоростей, вычисленных разными методами	88
4.7. Конвективные вертикальные движения	91
4.8. Определение средней вертикальной скорости конвекции	95

Глава 5. Анализ приземных и высотных карт погоды	98
5.1. Бланки синоптических карт	98
5.2. Выявление и исправление неверных данных	99
5.2.1. Исправление ошибочных данных на приземной карте погоды	101
5.2.2. Исправление ошибочных данных на картах барической топографии	102
5.3. Задачи и основные принципы анализа карт погоды	104
5.4. Анализ приземных карт погоды	107
5.5. Анализ карт барической топографии	110
5.6. Анализ карт максимального ветра	116
5.7. Использование спутниковых данных в анализе карт погоды	116
5.8. Использование радиолокационной информации в анализе погоды	118
5.9. Анализ атмосферных фронтов	120
5.9.1. Анализ воздушных масс и фронтов на приземных картах погоды	121
5.9.2. Проведение фронтов на картах барической топографии	128
5.9.3. Использование фотоснимков с искусственных спутников Земли для анализа фронтов	132
5.9.4. Проведение фронтов на комплексных радиолокационных картах	137
5.9.5. Уточнение положения фронтов с помощью аэрологических диаграмм и вертикальных разрезов	139
5.10. Сведения об объективном анализе полей метеорологических величин	141
Глава 6. Прогноз возникновения, эволюции и перемещения барических образований	147
6.1. Общие сведения о циклонах, антициклонах и их структуре	147
6.2. Циклоны в поле облачности на снимках с метеорологических искусственных спутников Земли	151
6.3. Прогноз возникновения барических образований и их эволюции	153
6.3.1. Общие условия цикло- и антициклогенеза	153
6.3.2. Прогноз возникновения барических образований у поверхности Земли	155
6.3.3. Использование снимков с ИСЗ для прогноза возникновения барических образований	157
6.3.4. Прогноз эволюции барических образований у поверхности Земли	161
6.3.5. Барические тенденции	163
6.3.6. Прогноз эволюции барических образований на высотах	166
6.4. Прогноз перемещения барических образований	167
6.4.1. Поток в средних слоях тропосферы и перемещение барических центров	167
6.4.2. Прогноз перемещения барических образований у поверхности Земли	170
6.4.3. Прогноз перемещения барических образований на высотах	185
6.4.4. Использование снимков с искусственных спутников Земли для прогноза перемещения барических образований	186
6.5. Регенерация циклонов и антициклонов	190
6.6. Построение карты будущего положения барических образований и фронтов у поверхности Земли	193
Глава 7. Атмосферные фронты	199
7.1. Классификация фронтов	199
7.2. Высотные фронтальные зоны	201

7.3. Пространственная структура атмосферных фронтов	202
7.3.1. Фронты в поле давления и ветра	203
7.3.2. Фронты в поле барических тенденций	205
7.3.3. Фронты в поле температуры и влажности	206
7.3.4. Фронты в поле облачности и осадков	210
7.3.5. Некоторые случаи нарушения пространственной структуры фронтов	221
7.4. Возникновение и размывание атмосферных фронтов	225
7.5. Прогноз перемещения и эволюции фронтов	232
Глава 8. Струйные течения	242
8.1. Общие сведения	242
8.2. Структура струйных течений	243
8.2.1. Ось струйного течения и поверхность максимального ветра. Вертикальный и горизонтальный сдвиги ветра	243
8.2.2. Поле вихря	245
8.2.3. Поле температуры	245
8.2.4. Поле потенциальной температуры	246
8.3. Струйные течения и планетарные высотные фронтальные зоны	247
8.4. Тропопауза, фронты и облака в области струйного течения	248
8.5. Вертикальные движения и турбулентность	250
8.6. Характеристики струйных течений в различных физико-географических условиях	252
8.7. Влияние орографии на струйные течения	254
8.8. Струйные течения и циклоническая деятельность	256
8.9. Прогноз струйных течений	259
8.10. Струйные течения нижних уровней	262
Глава 9. Влияние рельефа земной поверхности на атмосферные процессы и погоду	264
9.1. Общие сведения о воздействиях рельефа на воздушный поток и методах их учета	264
9.2. Эволюция барических образований под влиянием горного рельефа	268
9.3. Влияние гор на перемещение и эволюцию атмосферных фронтов	271
9.4. Влияние рельефа на развитие облачности и осадки	274
9.5. Численный прогноз макромасштабной вертикальной скорости с учетом влияния рельефа	281
9.6. Локальные орографические влияния	288
Глава 10. Прогноз ветра	296
10.1. Ветер у поверхности Земли	296
10.1.1. Определение градиентного ветра	297
10.1.2. Учет влияния на ветер силы трения	297
10.1.3. Влияние на скорость ветра суточного хода температуры и стратификации	298
10.1.4. Влияние на ветер местных особенностей рельефа и атмосферной циркуляции	300
10.1.5. Некоторые расчетные способы прогноза скорости ветра	302
10.1.6. Ветер в слое трения (от поверхности Земли до 1—1,5 км)	309
10.2. Прогноз ветра на высотах	310
Глава 11. Прогноз температуры воздуха	314
11.1. Факторы, влияющие на изменения температуры воздуха	314
11.1.1. Адвективные изменения температуры воздуха	314
11.1.2. Изменения температуры вследствие вертикальных перемещений воздуха	315

11.1.3. Изменения температуры воздуха, обусловленные притоком тепла	316
11.2. Трансформационные изменения температуры воздуха у поверхности Земли	319
11.3. Прогноз температуры воздуха у поверхности Земли	327
11.3.1. Прогноз суточного хода приземной температуры воздуха	327
11.3.2. Прогноз T_{\max} по данным о температуре воздуха на верхней границе пограничного слоя атмосферы	331
11.4. Прогноз заморозков	332
11.5. Прогноз температуры воздуха вне пограничного слоя атмосферы	342
11.6. Численная синоптико-гидродинамическая схема прогноза температуры воздуха и точки росы	347
Глава 12. Прогноз приземной влажности воздуха	351
12.1. Уравнение переноса влажности воздуха в атмосфере	351
12.1.1. Адвективный перенос влажности воздуха	351
12.1.2. Трансформационные изменения влажности воздуха	352
12.2. Расчет приземной влажности воздуха с учетом ее суточного хода	354
12.3. Расчет приземной влажности воздуха с использованием климатических среднемесячных карт амплитуд точки росы или дефицита точки росы	358
Глава 13. Прогноз облачности	362
13.1. Общие положения	362
13.2. Прогноз облачности нижнего яруса	364
13.2.1. Оценка влияния отдельных факторов на образование облаков нижнего яруса	364
13.2.2. Условия появления и эволюции облачности при различных синоптических процессах	368
13.2.3. Прогноз облачности заблаговременностью до 12 ч по значениям адвективных изменений температуры и точки росы	372
13.2.4. Прогноз облачности на наветренных склонах возвышенностей с заблаговременностью до 12 ч	373
13.2.5. Прогноз эволюции слоистообразной облачности	375
13.2.6. Использование данных радиозондирования для выявления облачных слоев	376
13.3. Прогноз облачности верхнего яруса	379
13.4. Численный прогноз облачности	382
13.5. Анализ облачности по снимкам с ИСЗ и прогноз ее эволюции	386
Глава 14. Прогноз осадков	389
14.1. Общие положения	389
14.2. Прогноз обложных и морозящих осадков	391
14.2.1. Обложные осадки	391
14.2.2. Морозящие осадки	392
14.2.3. Прогноз фазового состояния осадков	392
14.2.4. Способ расчета количества обложных осадков	393
14.2.5. Расчет осадков, формирующихся в холодное время года в пограничном слое атмосферы	399
14.3. Прогноз ливневых осадков и гроз	403
14.3.1. Условия формирования кучево-дождевой облачности и особенности выпадения ливневых осадков при различных синоптических ситуациях	403
14.3.2. Расчет стратификации температуры и влажности в атмосфере и параметров конвекции с использованием бланка аэрологической диаграммы	411

14.3.3. Прогноз количества и продолжительности ливневых осадков	424
14.3.4. Прогноз гроз и града	436
14.4. Использование данных спутниковых и радиолокационных наблюдений для диагноза и прогноза осадков и гроз . .	448
14.4.1. Использование спутниковых данных	448
14.4.2. Использование радиолокационных данных	451
14.4.3. Способ прогноза максимального количества осадков	459
14.4.4. Использование данных МРЛ и ИСЗ в расчетном способе прогноза града	465
14.5. Численная синоптико-гидродинамическая схема краткосрочного прогноза количества осадков	466
Глава 15. Прогноз тумана и видимости	474
15.1. Физические условия образования тумана	474
15.2. Условия образования различных видов тумана	476
15.2.1. Адвективный туман	476
15.2.2. Радиационный туман	477
15.2.3. Адвективно-радиационный туман	478
15.2.4. Орографический туман или туман склонов	479
15.2.5. Морозные туманы населенных пунктов и аэродромов	479
15.2.6. Туман испарения	480
15.3. Прогноз адвективного тумана	481
15.4. Прогноз радиационного тумана	487
15.5. Прогноз фронтального тумана	491
15.6. Прогноз тумана испарения	493
15.7. Прогноз тумана при сильных морозах	495
15.8. Прогноз видимости. Общие замечания и рекомендации . .	497
15.9. Прогноз видимости под низкими слоистыми облаками и в дымке	503
15.10. Прогноз видимости в тумане	507
15.11. Прогноз видимости в зоне осадков и при метелях . . .	515
15.12. Прогноз видимости при пыльной буре и мгле	519
Глава 16. Прогноз опасных явлений погоды (смерчей, шквалов, метелей, пыльных бурь, гололеда) и метеорологических условий загрязнения атмосферы	521
16.1. Смерчи	521
16.2. Прогноз шквалов	527
16.3. Прогноз метели	536
16.4. Прогноз пыльной бури	539
16.5. Прогноз гололеда и гололедицы	545
16.6. Прогноз метеорологических условий загрязнения атмосферы	550
16.6.1. Определение типа синоптической ситуации	551
16.6.2. Определение толщины слоя перемешивания	552
16.6.3. Определение средней скорости ветра в слое перемешивания	554
16.6.4. Схема альтернативного прогноза метеорологических условий загрязнения атмосферы	555
16.6.5. Схема прогноза по комплексным показателям метеорологических условий загрязнения атмосферы	557
16.6.6. Последовательность определения и расчета метеорологических предикторов, используемых в схемах краткосрочного прогноза МУЗ	561
Глава 17. Тропические циклоны	566
17.1. Жизненный цикл тропических циклонов	567
17.2. Климатологические характеристики тропических циклонов	568
17.3. Структура тропических циклонов	568

17.4. Энергетический цикл тропических циклонов	575
17.5. Образование тропических циклонов	576
17.6. Перемещение тропических циклонов	578
17.7. Определение характеристик тропических циклонов по спутниковым данным	580
17.8. Прогноз эволюции тропических циклонов	582
17.9. Прогноз перемещения тропических циклонов	593

Глава 18. Применение методов математической статистики при прогнозе погоды 605

18.1. Некоторые сведения по теории вероятностей и математической статистике	605
18.2. Регрессионный анализ	615
18.3. Дискриминантный анализ	627
18.4. Оценка качества прогнозов	634

Приложение 1. Аэрологическая диаграмма и ее применение при диагнозе и прогнозе погоды 643

Приложение 2. Вычисление производных по данным карт погоды . . . 652

Приложение 3. Средние отклонения температуры воздуха от ее значения в 21 ч. в теплое полугодие для ряда городов 658

Приложение 4. Карты средних суточных амплитуд температуры воздуха у поверхности Земли 668

Приложение 5. Карты времени наступления максимальной и минимальной температуры воздуха у поверхности Земли 674

Приложение 6. Карты средних суточных амплитуд точки росы у поверхности Земли 680

Приложение 7. Карты средней суточной облачности 686

Приложение 8. Карты средней скорости ветра за январь и июль . . . 692

Приложение 9. Вертикальные скорости w (см/с) при различных значениях интенсивности осадков I и температуры воздуха T_{850} 693

Приложение 10. Амплитуда температуры воздуха при ясном небе (по М. Е. Шведу) у поверхности Земли для коэффициента прозрачности $K=0,8$ и влажной поверхности почвы . . . 696

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть I

Редакторы Е. И. Ильных, В. И. Кузьменко, Л. И. Штанникова. Художественный редактор В. В. Быков. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор Е. А. Жарова.

Н/К

Сдано в набор 28.10.85. Подписано в печать 14.03.86. М-15069. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 44,84 в т. ч. вкл. Кр.-отт. 45,68. Уч.-изд. л. 50,71. Тираж 6000 экз. Индекс МОЛ-76. Заказ № 340. Цена 2 р. 90 к. Заказное. Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.