

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И
МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение ДПО «ИНСТИТУТ ПОВЫШЕНИЯ КВАЛИФИКАЦИИ
РУКОВОДЯЩИХ РАБОТНИКОВ И СПЕЦИАЛИСТОВ»

Н.И.Толмачева, А.Г. Тимофеева

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ И МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРЫ

*Допущено методическим советом
Института повышения квалификации Росгидромета
в качестве учебного пособия для специалистов
гидрометеорологического профиля*

Москва 2017

УДК 551.507.362

ББК 26.23

Т 52

Толмачева Н.И., Тимофеева А.Г.

Т52 Мезометеорология и мезомасштабные системы атмосферы:
учеб. пособие / Н.И. Толмачева, А.Г.Тимофеева; Институт по-
вышения квалификации Росгидромета – Москва, 2017. – 200 с.

ISBN 978-5-9902607-4-0

Изложены теоретические основы мезометеорологии. Приво-
дятся характеристики, краткое описание мезомасштабных систем ат-
мосферы, обсуждаются механизмы их образования и даются рекомен-
дации по анализу и прогнозу с использованием спутниковой и радио-
локационной информации.

Рассматриваются вопросы, касающиеся исследования процессов
атмосферы системами дистанционного зондирования. Уделено внима-
ние основным понятиям, вопросам физико-технического характера и
методическим основам получения данных о мезомасштабных возму-
щениях атмосферы. Приведены примеры обработки информации, ко-
торые показывают возможности ее применения. Изложенный материал
иллюстрируется схемами, рисунками и снимками.

Издание предназначено для специалистов и студентов гидроме-
теорологического профиля.

УДК 551.507.362

ББК 26.23

*Печатается в соответствии с решением редакционно-издательского совета
Института повышения квалификации Росгидромета*

Рецензент: начальник АМСГ «Пермь» Уральского филиала
ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета», канд. геогр. наук, доцент
О.Ю. Булгакова

ISBN 978-5-9902607-4-0

© Н.И. Толмачева, А.Г. Тимофеева 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
Введение	6
Глава 1. Мезометеорология	10
Глава 2. Конвективные циркуляции	16
2.1. Мезомасштабные системы мелкой конвекции	16
2.2. Мезомасштабные системы глубокой конвекции	33
2.3. Механизм образования мезомасштабных систем глубокой конвекции	45
2.4. Анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции	54
Глава 3. Мезомасштабные возмущения в циклонических циркуляциях	58
3.1. Мезомасштабная структура фронтов	58
3.2. Механизм образования мезомасштабных полос осадков	66
3.3. Анализ и прогноз мезомасштабных полос осадков	73
3.4. Нефронтальные мезомасштабные вихри	75
Глава 4. Орографические мезомасштабные системы	86
4.1. Мезомасштабные барьерные эффекты	86
4.2. Фёны	93
4.3. Подветренные волны	107
4.4. Мезомасштабные подветренные вихри	120
4.5. Ветер склонов и горно-долинная циркуляция	126
Глава 5. Мезомасштабные системы возбужденные термической неоднородностью подстилающей поверхности	135
5.1. Бризы	135
5.2. Влияние неоднородности нагрева подстилающей поверхности на мезомасштабное распределение облачности	146
Приложения	155
Приложение 1. Критерии, используемые в мезометеорологии	155
Приложение 2. Рекомендации по приему, архивации и обработке космической информации	158
Приложение 3. Описание функций автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса (АМРК) «Метеоячейка»	182
Список литературы	196

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие дистанционных систем изменило возможности аппаратуры и программных средств обработки данных, поступающих с систем зондирования атмосферы, что привело к необходимости подготовки учебного пособия, учитывающего современные тенденции в развитии космического и радиолокационного зондирования мезомасштабных систем атмосферы.

В нем изложен полный комплекс теоретических вопросов, касающихся исследования мезомасштабных систем атмосферы с использованием дистанционных систем зондирования. Главное внимание уделено основным теоретическим понятиям, вопросам физико-технического характера и методическим основам интерпретации информации. Показаны существующие и обозначены потенциальные возможности спутниковой и радиолокационной информации в диагностике опасных метеорологических явлений.

Рассматриваются теоретические вопросы, касающиеся исследования атмосферы с использованием космических и радиолокационных систем. Описываются классические и современные методы мезомасштабных измерений. Уделено внимание основам получения данных о мезомасштабных системах атмосферы дистанционными методами зондирования атмосферы. Приведены примеры обработки информации, которые помогут пользователю оценить широкие возможности ее применения в прогнозе погоды.

Учебное пособие включает разделы, отражающие актуальность и состояние вопроса; основные понятия; информационные свойства систем зондирования атмосферы; классификацию методов, использующихся для зондирования окружающей среды. Показана целесообразность совместной обработки радиолокационных и спутниковых данных, поскольку наиболее полный анализ атмосферных процессов можно получить при использовании различных дополняющих друг друга видов информации.

В нем рассмотрены мезомасштабные системы мелкой и глубокой конвекции, мезомасштабные возмущения в циклонических циркуляциях, орографически возбужденные системы и мезомасштабные системы, возбужденные термической неоднородностью подстилающей поверхности.

Приводятся характеристики рассматриваемых мезомасштабных систем, обсуждаются механизмы их образования и даются рекомендации по анализу и прогнозу мезомасштабных систем с использованием спутниковых, радиолокационных и наземных данных.

Материал изложен таким образом, чтобы познакомить читателя с различными мезомасштабными процессами, происходящими в атмосфере, пояснить механизм их образования и дать рекомендации по использованию в прогнозе погоды.

Поскольку значительная часть атмосферных возмущений не может быть обнаружена с помощью традиционных наблюдений у поверхности Земли, выделено использование спутниковых и радиолокационных наблюдений в свободной атмосфере, так как они обладают достаточным пространственно-временным разрешением.

ВВЕДЕНИЕ

Локальные, региональные и глобальные изменения окружающей среды в последние десятилетия усиливаются. Их контроль, прогноз и регулирование становятся необходимостью, признанной международным сообществом. Вновь возникает вопрос о пересмотре научно-методических (что наблюдать), технологических (как наблюдать) и технических (чем наблюдать) основ дистанционного мониторинга окружающей среды вообще и атмосферы, как одного из важнейших ее компонентов, в частности.

Технические требования к диапазону и погрешностям приборов измерения метеорологических величин для целей достоверного прогноза погоды достаточно полно могут быть сформулированы и обоснованы с учетом результатов многолетних исследований и наблюдений. В свою очередь для решения задач дистанционного мониторинга окружающей среды необходимы данные о метеорологических условиях в атмосфере.

Для совершенствования прогноза погоды, теории климата и контроля загрязнений атмосферы широко используются дистанционные методы и средства зондирования, включающие аэрологическое и метеорологическое радиозондирование. В связи со спецификой организации и проведения работ, а также в соответствии с предъявленными техническими и эксплуатационными требованиями отдельно следует выделить методы и средства космического зондирования.

Аэрологическое зондирование. Широкое распространение получили измерения с использованием радиозондов, подвешенных к свободному шару-пилоту, скорость ветрового сноса которого определяется наземным радиолокатором. Некоторую погрешность в получаемые результаты измерений вносят случайные понижения поднимаемой аппаратуры из-за флуктуации скорости ветра и погрешности в определении местоположения зондов с помощью радиолокаторов. Используемые в настоящее время радиозонды комплексного зондирования нуждаются в модернизации элементной базы как измерительного, так и приемопередающего оборудования. Возможности использования других носителей: аэростатов, вертолетов, самолетов и ракет для целей метеосопровождения проблематичны не только из-за специфики измерений, но и их дороговизны.

Метеорологическое радиозондирование. Оно основано на физических принципах распространения в атмосфере излучения сантиметрового и миллиметрового диапазонов. Доплеровские погодные радары позволяют не только определить полный вектор и составляющие

средней скорости ветра, но и обнаружить зоны осадков и грозových облаков, исследовать их динамику. Значительные перспективы в решении задач дистанционного зондирования атмосферы открываются при учете поляризационных характеристик электромагнитных волн. Результативность использования таких радаров повышается при комплексном сочетании методов.

Космическое зондирование. При дистанционном зондировании атмосферы и земной поверхности с помощью космических летательных аппаратов в настоящее время традиционно используются фотографические, спектрофотометрические, телевизионные, радиолокационные системы и сканеры, основной тенденцией усовершенствования которых является повышение их разрешающей способности. Одним из ключевых направлений программ космического зондирования является использование лазерных систем для получения оперативных данных о параметрах атмосферы для исследования аэрозолей и концентраций газов, для измерения температуры, влажности, скорости ветра в атмосфере. Таким образом, проведенный анализ показывает целесообразность разработки новых методов измерения параметров атмосферы с учетом состояния и проблем дистанционного зондирования.

В последние годы шло интенсивное развитие дистанционных средств измерений наземного и космического базирования, обладающих высоким пространственно-временным разрешением. Использование в метеорологических целях радиолокаторов продемонстрировало большие возможности этой техники для получения количественных данных о структуре атмосферных движений с большим пространственным разрешением. Параллельное развитие дистанционных измерений в инфракрасном и микроволновом диапазонах со спутников повысило уровень наших знаний о мезомасштабных процессах в атмосфере, поскольку эти системы наблюдений обладают большой разрешающей способностью во времени и пространстве.

Интерес к мезомасштабным возмущениям обусловлен тем, что с ними связаны опасные явления погоды, причиняющие значительный экономический ущерб. К таким явлениям относятся сильные шквалистые ветры, гроззовая деятельность и интенсивные осадки, вызывающие паводки.

Методы анализа и сверхкраткосрочного прогноза существенно зависят от того, какими средствами наблюдений располагает прогнозист и как эти результаты наблюдений отображаются при усвоении информации. Вопрос о предсказуемости мезомасштабных движений в настоящее время открыт, и по этому поводу существуют различные точки зрения, которые обусловлены в основном методами применяв-

шегося анализа. Развитие методов мезомасштабного прогнозирования идет двумя основными путями:

- разработка численных моделей, базирующихся на основных законах сохранения;
- разработка практических экстраполяционных правил и процедур, которые базируются на знаниях условий, наиболее благоприятных для образования и характерного жизненного цикла мезомасштабной системы.

Одной из важных как в научном, так и в прикладном плане задач современной метеорологии является разработка объективных автоматизированных методов исследования закономерностей протекания мезомасштабных метеорологических процессов и связанных с ними опасных метеорологических явлений, их анализа и прогноза. Для ее решения в последние годы стала быстро развиваться технология сверхкраткосрочного и текущего (постоянно обновляемого по мере поступления метеорологической информации, по терминологии ВМО — наукастинг (Nowcasting) прогнозирования мезомасштабных метеорологических процессов.

Технология наукастинга качественно изменила методы и средства, используемые для решения метеорологических задач. Основу наукастинга составляют полностью автоматизированный сбор метеорологической информации, анализ и прогноз локальных погодных условий на время до 3 ч, производимый в реальном масштабе времени. Это возможно при использовании современных интенсивных технологий и широком внедрении автоматизированных систем для обработки огромных потоков метеорологической информации от информационно-измерительных систем.

Специализированный текущий и сверхкраткосрочный прогноз погоды необходим в следующих отраслях:

- транспорт — автомобильный, водный и воздушный, причем в последнем случае результаты прогноза используются автоматизированными системами для управления воздушным движением, при проведении специализированных сельскохозяйственных авиационных работ, а также для составления прогноза состояния взлетно-посадочной полосы;
- сельское хозяйство — для диспетчерской службы сезонных работ, организации градозащиты сельскохозяйственных угодий и защиты растений от заморозков, для программного управления искусственным орошением;

– энергетика — для определения времени прохождения фронтальных систем с интенсивными осадками, для прогноза обледенения проводов;

– водное хозяйство — для гидропрогностической и информационно-службы, при строительстве гидроэлектростанций;

– городская техническая служба — для предупреждения о ливневых осадках и интенсивном снегопаде, для планирования ухода за дорогами.

Кроме того, такого рода специализированные прогнозы необходимы для обеспечения безопасности жизнедеятельности, а также подразделениям МЧС РФ. Для успешного обнаружения и прослеживания мезомасштабных процессов необходима определенная система получения и обработки метеорологической информации, во многом отличная от существующей. Перспективным направлением является объединение измерительных приборов с персональными компьютерами и создание на этой основе современных метеорологических информационно-измерительных комплексов. В первую очередь представляют интерес автоматизированные системы получения метеорологической видеоинформации от метеорологических радиолокаторов (МРЛ) и метеорологических спутников Земли (МСЗ), которые могут непрерывно поставлять информацию с высоким пространственным разрешением и во многом определяют инструментальную основу технологии наукастинга. Следует также отметить, что с расширением сети Интернет на территории России появилась возможность доступа к спутниковым и радиолокационным данным уже через несколько минут после их приема. В настоящее время особую актуальность приобретает вопрос комплексного использования метеорологической информации для создания и реализации методов сверхкраткосрочного и текущего прогнозирования мезомасштабных атмосферных процессов и связанных с ними опасных явлений погоды.

Глава 1. МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ

Термины «мезомасштабный», «мезометеорологический» появились впервые в 1950-х гг. для определения атмосферных процессов, являющихся по своей пространственно-временной структуре промежуточными, средними между крупномасштабными и мелкомасштабными (микромасштабными) процессами. Метеорологи и ранее имели представление о более крупных масштабах движений, чем те, которые наблюдаются в пограничном слое атмосферы, но для их тщательного анализа не существовало средств. Такие средства исследования начали появляться в 50-е гг. XX в.: самолеты, радиолокаторы, метеорологические искусственные спутники Земли (МСЗ) и плотная сеть наземных станций. Радиолокационная и спутниковая информация на начальном этапе развития этих наблюдательных систем носила, скорее, качественный характер, но убедительно показала, что в атмосфере Земли часто встречаются системы движений с горизонтальными масштабами порядка $10\text{--}10^2$ км, которые ускользают из поля зрения метеорологов, так как в отличие от движений синоптического масштаба мезомасштабные системы не обнаруживались сетью метеорологических измерений в свободной атмосфере. В последующие годы происходит развитие дистанционных средств измерений наземного и космического базирования, обладающих высоким пространственно-временным разрешением.

Использование в метеорологических целях доплеровских радиолокаторов продемонстрировало их возможности для получения количественных данных о структуре атмосферных движений с большим пространственным разрешением. В недалеком будущем они заменят некогерентные радиолокаторы и станут мощным источником информации о мезомасштабной структуре течений в свободной атмосфере. Параллельное развитие дистанционных измерений в инфракрасном и микроволновом диапазонах как со спутников, так и с поверхности Земли неуклонно повышает уровень наших знаний о мезомасштабных процессах в атмосфере, поскольку эти системы наблюдений обладают несравненно большей разрешающей способностью во времени и пространстве, чем традиционные средства контактных измерений (радиозондирование), хотя и уступают последним по точности. Внедрение средств наблюдений за мезомасштабными процессами в атмосфере, а также мощной вычислительной техники привело к появлению большого числа экспериментальных и теоретических работ, посвященных изучению различных мезомасштабных циркуляций в атмосфере. Интерес к мезомасштабным возмущениям обусловлен

тем, что с ними связаны опасные явления погоды, причиняющие значительный экономический ущерб. К таким явлениям относятся сильные шквалистые ветры и микропорывы, грозовая деятельность, интенсивные осадки, вызывающие паводки.

Из-за сравнительно «молодого возраста» мезометеорологии в настоящее время нет общепринятой масштабной классификации движений среднего масштаба. Поскольку четких границ между спектрами атмосферных движений не существует, уделять этому вопросу много внимания нет необходимости. При дальнейшем изложении материала воспользуемся классификацией, предложенной Орлански (1975), так как она является наиболее широко распространенной, по крайней мере, среди метеорологов, занимающихся моделированием мезомасштабных процессов. В соответствии с этой классификацией выделяют следующие масштабы:

- мезо- α (200–2000 км) — фронты и тропические циклоны;
- мезо- β (20–200 км) — низкоуровневые струйные течения, внутренние волны, скопления облаков, орографические возмущения;
- мезо- γ (2–20 км) — кучево-дождевые облака, внутренние гравитационные волны, городские эффекты.

Мезомасштабные возмущения, определенные таким образом, охватывают большой спектр атмосферных движений, линейные размеры которых отличаются на три порядка. Поскольку движения масштаба мезо- α относятся к классу возмущений, хорошо освещенных, и постоянно анализируются на картах погоды, основное внимание уделим движениям масштаба мезо- β и мезо- γ .

В пособии дается краткое феноменологическое описание каждого типа мезомасштабной циркуляции, механизма ее образования на основе существующих теоретических и экспериментальных исследований и условий погоды, связанных с данным типом циркуляции. Степень детальности изложения определяется тем, насколько тот или иной тип мезомасштабных движений распространен в атмосфере Земли и важен с точки зрения прогнозирования погоды. Естественно, что мезомасштабные циркуляции, особенно орографические, являются географически локализованными, поэтому могут представлять значительный интерес в одних странах и практически не встречаться в других. Поскольку метеорологи работают в различных физико-географических условиях, даже не очень часто встречающиеся типы мезомасштабных движений будут кратко описаны, чтобы при столкновении с этим явлением в практической работе его можно было бы распознать.

Прогнозирование мезомасштабных циркуляций и связанных с ними явлений погоды в настоящее время разрабатывается, поэтому параграфы, относящиеся к вопросам практического составления прогноза с использованием информации о мезомасштабной структуре атмосферных движений, не полны. Определенные трудности связаны и с тем, что методы анализа и краткосрочного прогноза зависят от того, какими средствами наблюдений располагает прогнозист и как эти результаты наблюдений отображаются при усвоении информации синоптиком.

Первым возникает вопрос о том, можно ли детерминированными методами прогнозировать мезомасштабные циркуляции с достаточной степенью заблаговременности, или какова предсказуемость мезомасштабных явлений. Он важен как для численного, так и для синоптического прогнозирования, потому что и в том, и в другом случае неизвестно точное состояние атмосферы. Если при близких начальных состояниях через небольшой промежуток времени вследствие имевшихся незначительных отличий в начальный момент развиваются сильно отличающиеся системы движений, то мезомасштабный прогноз является безнадежным, а если зависимость развивающихся со временем циркуляций нечувствительна к начальному состоянию атмосферы, то при краткосрочном прогнозировании можно надеяться на успех. Предсказуемость мезомасштабных движений в настоящее время еще недостаточно разработана, поэтому существуют различные точки зрения, обусловленные методами применявшегося анализа. Так, например, на основе анализа спектра атмосферных движений с позиций однородной турбулентности получен вывод о том, что в мезомасштабе происходит быстрый перенос энергии от меньших длин волн к большим, поэтому ошибки и неопределенности в определении движений малого масштаба будут распространяться на движения большего масштаба и сокращать их предсказуемость. С позиций однородной турбулентности прогнозирование мезомасштабных движений представляется почти безнадежным, но можно выдвинуть ряд аргументов.

Во-первых, наблюдаемые атмосферные спектры представляют статистическое описание структуры атмосферы и включают осреднение по пространству и времени, тогда как атмосферные структуры, когда они образуются, хорошо организованы и не являются такими случайными, как трехмерная турбулентность инерциального диапазона. Экспериментальными наблюдениями в атмосфере доказано, что даже в зависящих от времени потоках, которые ранее считались турбулентными, присутствуют когерентные структуры, которые и прерпевают пространственно-временные изменения, но прослеживают

ся на протяжении длительного промежутка времени. Примером структуры мезо- α может быть тропический циклон, движения в котором являются турбулентными, но сама вихревая структура иногда существует в течение нескольких недель. Линия шквалов может существовать в течение нескольких дней, хотя ее отдельные элементы претерпевают существенные изменения на гораздо более коротких временных масштабах. То же самое можно сказать об интенсивных вращающихся грозовых облаках в потоке со сдвигом, которые имеют жизненный цикл и предсказуемость большую, чем можно было бы ожидать, исходя из теории турбулентности. Предполагается, что причиной такого увеличения предсказуемости является спиральность, т.е. скалярное произведение вихря и скорости. Моделирование трехмерной турбулентности указывает на то, что потоки, обладающие большими значениями спиральности, противостоят турбулентному разрушению. Вторым важным фактором, влияющим на поведение мезомасштабных атмосферных систем, является возмущающее воздействие подстилающей поверхности. Термические и механические неоднородности генерируют многие мезомасштабные системы (бризы, подветренные волны, конвекция).

Исходя из генезиса мезомасштабных явлений, они подразделяются на две основные группы:

- системы, возникающие под действием термической и механической неоднородности подстилающей поверхности (бризовые циркуляции, горно-долинные ветры, горные волны, вихри с подветренной стороны препятствий и др.);
- системы, возникающие в свободной атмосфере в результате потери устойчивости течений более крупного масштаба (гравитационные волны, системы мелкой и глубокой конвекции).

Особенность систем первой группы состоит в том, что, являясь отдельно возбужденными, они развиваются локализованно и поведение их предсказуемо, так как возбуждающие силы являются или постоянными (механические), или имеют суточный цикл (термические). Системы второго типа возбуждаются неоднородностями крупномасштабного потока, которые в отличие от орографических неоднородностей являются подвижными и сами нуждаются в прогнозировании. Поэтому предсказание мезомасштабных систем второй группы является более сложной задачей. Сложной с точки зрения предсказания является ситуация, когда турбулентность развивается в однородном по горизонтали крупномасштабном потоке. Примером такой турбулентности может служить развитие конвекции в однородной воздушной массе, когда можно предсказать уровень конвекции, но не расположение

каждого конвективного элемента с достаточной заблаговременностью. Краткое обсуждение проблемы предсказуемости мезомасштабных явлений с различных точек зрения было сделано с тем, чтобы иметь представление о том, при прогнозировании каких систем можно надеяться на успех, а какие прогнозировать сложно. Исходя из теории этой проблемы и практического опыта, можно констатировать, что наиболее простыми для прогнозирования являются мезомасштабные орографические циркуляции (бризы, подветренные волны и вихри, фены и др.). Сложно прогнозировать мезомасштабные системы, возникающие в результате потери устойчивости крупномасштабного потока, но локализованные в пространстве его неоднородностью (линии шквалов, мезомасштабные конвективные комплексы, мезомасштабные неоднородности на атмосферных фронтах). Бесперспективно прогнозирование мезомасштабных систем, развивающихся в однородном по горизонтالي воздушном потоке (отдельных кучево-дождевых облаков в однородных воздушных массах, внутренних гравитационных волн). Большинство мезомасштабных систем не относится к последнему типу (почти однородной турбулентности), и их краткосрочное или сверхкраткосрочное прогнозирование детерминированными методами перспективно.

Методы мезомасштабного прогнозирования развиваются в двух направлениях: разработка численных моделей, базирующихся на основных законах сохранения, и выведение практических экстраполяционных правил и процедур, которые базируются на знаниях характерного жизненного цикла той или иной мезомасштабной системы и условий, благоприятных для ее образования. Методы первой группы, хотя активно развивались, не достигли состояния, позволяющего использовать их в повседневной практике. Это связано со сложностью моделирования некоторых мезомасштабных процессов и с информационным обеспечением начальными данными. Конкретные результаты численного моделирования (прогнозирования) будут обсуждаться далее, а здесь отметим, что общая тенденция состоит в том, что появляются все более универсальные нестационарные трехмерные модели, которые по содержанию постепенно переходят в прогностические, пригодные для оперативного использования. Примером такой мезомасштабной негидростатической модели является модель, разработанная в Метеорологической службе Великобритании. Методы второй группы близки к практическому использованию и базируются на более полном применении современной технологии метеорологических наблюдений. Основными источниками информации о мезомасштабной структуре атмосферных движений являются искусственные спутники

Земли и радиолокаторы. Спутники и радиолокаторы дают возможность идентифицировать атмосферные движения масштаба мезо- α , мезо- β и мезо- γ и проследить их эволюцию во времени. В совокупности с обычными видами измерений, имеющими меньшее пространственно-временное разрешение, но дающими дополнительные количественные характеристики состояния атмосферы, спутники и радиолокаторы создают предпосылки для сверхкраткосрочного прогнозирования погоды на основе детальной информации о динамике процессов, в том числе и мезомасштабных.

В последние годы во многих странах начали развиваться системы сверхкраткосрочного и краткосрочного прогнозирования, базирующиеся на максимальном использовании наблюдательных средств с высоким пространственно-временным разрешением, когда результаты измерений отображаются за последовательные промежутки времени. С их помощью возможны изучение динамики облачных систем и зон осадков, получение представления о скорости перемещения той или иной системы и характере ее эволюции. В системах расчета и представления данных для сверхкраткосрочного и краткосрочного прогнозов различные виды измерений даются в единых масштабах и географических проекциях. Это позволяет совмещать несколько видов информации, например, поля ветра и облачности, облачности и давления, радиолокационных и спутниковых данных, сопоставлять эволюцию во времени различных полей и получать в течение короткого промежутка времени полную информацию о динамике процессов. Такая технология отображения информации дает преимущества при анализе и прогнозе мезомасштабных систем, имеющих небольшой жизненный цикл, когда синоптику-прогнозисту отводится мало времени на анализ и прогноз. В настоящее время во многих странах к прогнозированию погоды развивается подход, за которым в английском языке закрепился термин «наукастинг». Наукастинг представляет собой детальное описание текущей погоды и прогноз на срок до двух часов экстраполяционными методами. На практике период эффективного использования экстраполяционных процедур может быть как больше, так и меньше двух часов в зависимости от характерного жизненного цикла прогнозируемой системы. Основными доступными источниками информации с высоким пространственным разрешением являются метеорологические спутники и радиолокаторы, им уделяется основное внимание в анализе и прогнозе мезомасштабных атмосферных процессов.

Глава 2. КОНВЕКТИВНЫЕ ЦИРКУЛЯЦИИ

Конвекция как форма тепло и массообмена чрезвычайно распространена в атмосфере Земли и реализуется в результате потери статической устойчивости горизонтального слоя воздуха. Термин «конвекция» введен в 1834 г. В. Прутом для определения способа передачи тепла в виде отдельных порций. Горизонтальные масштабы конвективных движений в атмосфере изменяются от нескольких сот метров (размер отдельного облака или термика) до сотни километров (мезомасштабные конвективные комплексы, линии шквалов). Вопросы зарождения и развития отдельного термика или облака в этой главе не рассматриваются. Основное внимание уделяется механизму образования мезомасштабных конвективных систем, состоящих из многочисленных конвективных элементов, потому что они идентифицируются современными средствами наблюдений (спутниками, радиолокаторами), обладают сравнительно долгим временем жизни (несколько часов) и содержат информацию, которую можно использовать в анализе и краткосрочном прогнозе погоды. Атмосферную конвекцию условно подразделяют на мелкую и глубокую, физически это оправданно, потому что условия погоды при развитии мелкой и глубокой конвекции существенно отличаются. Рассмотрим последовательно мезомасштабные системы мелкой и глубокой конвекции и дадим рекомендации по использованию данных о мезомасштабной структуре конвективных течений в анализе и прогнозе погоды.

2.1. Мезомасштабные системы мелкой конвекции

К мелкой конвекции относят системы течений, развивающиеся в неустойчиво стратифицированных горизонтальных слоях воздуха толщиной до 2–3 км, в таких пределах изменение плотности воздуха по вертикали не играет существенной роли. В условиях мелкой конвекции незначителен и вклад неадиабатических факторов, связанных с процессами осадкообразования в атмосфере. Мелкая конвекция представлена слоисто-кучевыми и мощными кучевыми облаками.

Общая характеристика явления. Для мелкой конвекции характерны трехмерные конвективные ячейки, имеющие квазигексагональную структуру, квазидвумерные валы (гряды, улицы). Мелкомасштабные гексагональные ячейки облаков и облачные гряды были описаны в 30-е гг. XX в., а мезомасштабные конвективные ячейки в поле облачности с горизонтальными размерами 10–100 км обнаружены на космических снимках облачности в 60-е гг. XX в. По структуре облач-

ного покрова выделяются два основных типа конвективных ячеек — открытые и закрытые.

Открытой ячейкой называют систему конвективных течений квазигексагональной формы с нисходящими движениями воздуха в центре и восходящими на периферии. Открытая конвективная ячейка на снимках со спутника представляет собой облачное кольцо, состоящее из многих отдельных или слившихся друг с другом конвективных (кучевых, мощных кучевых или кучево-дождевых) облаков. Внутри такого кольца малооблачно или безоблачно. Поле открытых конвективных ячеек представлено на рис. 1.

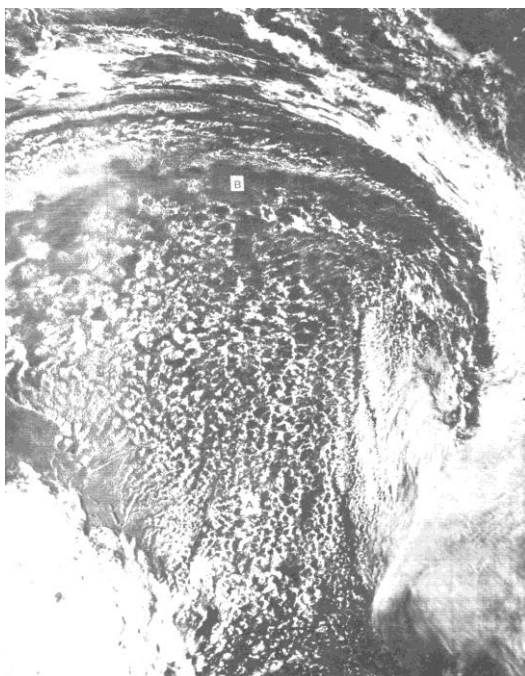


Рис. 1. Поле открытых конвективных ячеек в массе холодного воздуха над теплой поверхностью океана

Облачное поле образовалось в массе холодного воздуха, вторгшегося из района Антарктиды в умеренные широты в тыловой части циклона. На снимке можно заметить, что далеко не все открытые ячейки имеют классическую форму, часть из них имеет вид подковы. Имеется тенденция к увеличению размера ячеек с юга на север. В рай-

оне 1 их диаметр составляет в среднем 20–30 км, а в районе 2 размер ячеек достигает 100 км. В верхней части снимка особенно отчетливо видно, что облачное кольцо ячейки состоит из серии конвективных облаков различной мощности. Закрытой ячейкой называют систему конвективных течений квазигексагональной формы с восходящими движениями воздуха в центре и нисходящими на периферии. В поле облачности закрытая конвективная ячейка представляет собой образование квазигексагональной формы внутри сравнительно узкого безоблачного пространства. Закрытые облачные ячейки состоят из слоисто-кучевых облаков. Поля закрытых конвективных ячеек представлены на рис. 2.

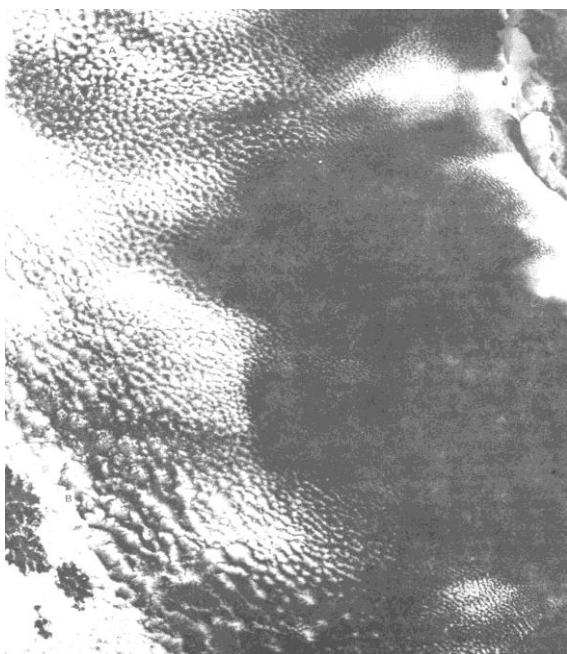


Рис. 2. Поле закрытых конвективных ячеек над океанической поверхностью

Обширное поле закрытых конвективных ячеек образовалось над холодным течением в восточной части Атлантического океана. Полигональная структура ячеек особенно отчетливо заметна в районе 1, где диаметр закрытых конвективных ячеек равен в среднем 15 км. К востоку от точки 2 ячейки менее часты, а диаметр их равен в среднем

25 км. При анализе снимка следует обратить внимание на то, что к востоку размер закрытых конвективных ячеек убывает, они трансформируются в гряды, которые сменяются далее к востоку открытыми конвективными ячейками.

Грядой (улицей) называют систему конвективных течений, образующуюся в области чередующихся восходящих и нисходящих течений в виде полос, размер которых в одном направлении во много больше, чем в другом (по нормали). В поле облачности такая система течений имеет вид чередующихся облачных гряд, состоящих из множества отдельных или слившихся конвективных облаков. Облачные гряды отделены друг от друга безоблачными пространствами. Пример валиковой структуры конвективных течений приведен на рис. 3.



Рис. 3. Гряды кучевых облаков

Среднее расстояние между грядами облаков в районе 1 на космическом снимке равно 6 км. Каждая облачная гряда состоит из отдельных конвективных элементов размером от 1 до 6 км. На снимке есть данные о ветре у поверхности Земли, свидетельствующие о том,

что гряды облаков ориентированы вдоль направления воздушного потока. Ветер на уровне 850 гПа показывает, что его направление в нижнем слое атмосферы практически не менялось с высотой. В районе 1 скорость ветра возросла с 10 м/с у поверхности Земли до 15 м/с на уровне 850 гПа. В атмосфере наблюдаются не только геометрически правильные конвективные ячейки, приведенные на рис. 1–3, но и не характерные системы мезомасштабной конвекции, представляющие собой некоторые переходные формы течений.

Длительные наблюдения облачного покрова со спутников в глобальном масштабе позволяют сделать вывод, что ячейковая мезомасштабная конвекция является широко распространенной формой движения в атмосфере Земли. Часто конвективные ячейки наблюдаются над однородной поверхностью океана, но их можно наблюдать и над равнинными хорошо увлажненными поверхностями континентов (северо-западом Канады, европейской частью России, Западной Европой). Над океанами выделяется ряд районов, где часто встречаются открытые и закрытые конвективные ячейки. Открытые конвективные ячейки наблюдаются в зимний сезон в приполярных и умеренных широтах, где холодный воздух с континентов переносится на теплую океаническую поверхность; в Атлантическом океане — к востоку от Северной Америки и к западу от севера Европы; в Тихом океане — к востоку от Азиатского материка и к югу от Аляски. Чаще всего открытые конвективные ячейки наблюдаются там, где холодные массы континентального воздуха контактируют с поверхностью теплых океанических течений.

Закрытые конвективные ячейки встречаются в зоне холодных океанических течений у западных берегов континентов. В Атлантическом океане они наблюдаются в районе холодного Бенгельского течения у западных берегов Африки, а в Тихом океане — в зоне холодного Калифорнийского течения у берегов Северной Америки и в зоне холодного Перуанского течения у берегов Южной Америки. Современные представления о распространенности ячейковой конвекции базируются на наблюдениях облачности со спутников, но это явление встречается в атмосфере чаще, чем обнаруживается на космических снимках, так как ячейковая система конвективных течений может существовать и в безоблачном небе. Об этом свидетельствуют радиолокационные измерения, с помощью которых ячейковая конвекция обнаружена в безоблачной атмосфере. Существует малое количество инструментальных измерений, которые ячейковую конвекцию в атмосфере характеризуют количественно. Это связано с тем, что чаще она наблюдается над океанами, где сеть наблюдений редкая. Репрезентативными

для изучения ячейковой конвекции являются судовые измерения, поскольку на побережьях структура пограничного слоя атмосферы трансформируется и не может характеризовать условия в открытом океане. Сведения об условиях образования конвективных ячеек в атмосфере получены при проведении экспериментов (например, во время эксперимента по трансформации воздушных масс в Южно-Китайском море) или в результате совместного анализа спутниковых данных об облачности и данных радиозондирования погоды с судов.

Открытые конвективные ячейки развиваются в неустойчиво стратифицированном слое толщиной 1–3 км, горизонтальный размер ячеек изменяется от 10 до 100 км, чаще всего равен 30–40 км. Соотношение между диаметром конвективной ячейки и толщиной конвективного слоя варьируется в широких пределах, от 7/1 до 35/1, среднее значение составляет 16/1. Тесной связи между диаметром ячейки и толщиной конвективного слоя не наблюдается. Разность температур вода–воздух при открытых ячейках составляет 2–3°C, в отдельных случаях — 7–8°C, градиент температуры в конвективном слое — 0,83°C/100 м. Выше конвективного слоя наблюдается слой инверсии, градиент температуры в котором составляет -0,15°C/100 м, толщина задерживающего слоя около 0,5 км. Скорость ветра у поверхности океана в открытых ячейках — 11 м/с.

Закрытые конвективные ячейки характеризуются такими же горизонтальными размерами, как открытые, но образуются в неустойчиво стратифицированных слоях меньшей вертикальной протяженности: толщина конвективного слоя для закрытых ячеек составляет в среднем 1,4 км, для открытых — 1,74 км. Разность температур вода–воздух составляет 0–1°C, градиент температуры в конвективном слое — 0,8°C/100 м, конвективный слой ограничен сверху инверсионным слоем, толщина которого около 0,8 км, с градиентом температуры 1,16°C/100 м. Скорость ветра у поверхности океана при закрытых конвективных ячейках составляет в среднем 9 м/с. Таким образом, для закрытых конвективных ячеек нехарактерен нагрев воздуха от водной поверхности.

Гряды конвективной облачности, образующиеся как над океаном, так и над равнинными частями континентов, развиваются в неустойчиво стратифицированном слое воздуха толщиной 1–3 км, ограниченном сверху инверсионным слоем. Горизонтальный размер гряд (расстояние между осями соседних гряд) изменяется от нескольких километров до 50 км. Над сушей он составляет 6–10 км, а над океаном — 6–15 км, над океаном больше процент крупных гряд размером более 15 км. При грядах облачности толщина конвективного слоя в среднем

— 2,3 км, а толщина инверсионного слоя — 0,9 км. Градиент температуры в конвективном слое составляет в среднем $0,89^{\circ}\text{C}/100$ м, а градиент температуры в задерживающем слое — $-0,36^{\circ}\text{C}/100$ м. Отношение горизонтального размера гряд к толщине конвективного слоя равно 5/1. Гряды облачности наблюдаются при слабом повороте ветра с высотой в пределах конвективного слоя (10° и менее на 1 км) и ориентируются вдоль направления воздушного потока в конвективном слое.

Механизм образования упорядоченных мезомасштабных конвективных структур. Ячейковая конвекция в атмосфере относится к конвекции Рэлея–Бенара. Рэлей сделал попытку теоретического объяснения этого явления после экспериментальных опытов Бенара. Конвекция в горизонтальных слоях жидкости имеет много разновидностей, рассмотрим те, которые близки к атмосферной конвекции. Ее особенность в том, что она развивается на фоне нестационарных крупномасштабных процессов, приводящих к нагреванию или охлаждению пограничного слоя воздуха со временем. Разработана классическая задача конвекции Рэлея–Бенара в слое жидкости, находящемся изначально в состоянии покоя и ограниченном поверхностями с постоянными температурами. При такой постановке задачи состояние слоя жидкости определяется двумя безразмерными параметрами — числом Рэлея и числом Прандтля (прил. 1). В теории линейной конвекции показано, что при достижении некоторого критического значения числа Рэлея (не зависящего от числа Прандтля) система теряет устойчивость и возникают конвективные движения с определенной длиной волны. Критическое значение числа Рэлея и длина волны зависят от характера границ (жесткие или свободные). При жестких границах, например, $R_{кр} = 1700$, а $L = 2,016h$, где L — горизонтальная длина волны, h — толщина конвективного слоя. Линейная теория не предсказывает формы возникающих конвективных течений и их поведения при $R > R_{кр}$, поэтому изучение конвекции при сверхкритических значениях числа Рэлея производится с помощью аналитических, численных нелинейных моделей или лабораторных экспериментов. В настоящее время теоретически и экспериментально установлено, что с ростом числа Рэлея конвективные течения испытывают ряд дискретных переходов, которые являются функцией числа Прандтля. При $P_r \geq 0,3$ наблюдается следующая закономерность в трансформации конвективных течений. При $R > R_{кр}$ конвекция приобретает вид двумерных стационарных валиков. При достижении некоторого $R = 1$ стационарные двумерные валики сменяются стационарными трехмерными системами течений, в которых имеется полная (шахматная) симметрия между восходящими и нисходящими течениями. При достижении некоторого $R = 2$ движе-

ния становятся периодическими, но остаются одномодальными, и, наконец, при больших сверхкритических значениях числа Рэлея ($R > 10^5$) движения становятся зависящими от времени и многомодальными, т. е. одновременно реализуется некоторый спектр движений. Однако даже при больших значениях поток не является полностью турбулентным (хаотическим), в нем выделяются когерентные структуры, соответствующие возмущениям наибольшего горизонтального масштаба. С ростом числа Рэлея отношение L/h увеличивается и при $R \approx 10^5$ для наиболее крупных когерентных структур $L/h \approx 5$. Такие когерентные структуры близки к наблюдаемым в атмосфере, так как мезомасштабным ячейкам в атмосфере соответствует многомодальность движений.

В рассмотренной классической задаче соблюдаются два условия: система стационарна — $\partial\Theta/\partial t = 0$, источники тепла и крупномасштабные движения отсутствуют и граничные условия полностью симметричны. Из условия стационарности следует, что в невозмущенном состоянии поток тепла является постоянным — $k \partial\Theta/\partial z = \text{const}$ во всем слое. При возникновении конвекции и выходе ее на установившийся режим образовавшаяся система течений обеспечивает пропорциональность полных потоков тепла к потокам тепла в невозмущенном состоянии. Этот коэффициент пропорциональности (или безразмерный поток тепла) называется числом Нуссельта

$$Nu = 1 + \frac{\overline{w'\Theta'} - k \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial z}}{-k \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial z}}, \quad (1)$$

где штрихами указаны конвективные пульсации, а черта сверху обозначает осреднение по периоду. В случае стационарного фона из условия $k \partial\Theta/\partial z = \text{const}$ и симметричности граничных условий вытекает, что $Nu = \text{const}$ во всем слое. Постоянство суммарных потоков тепла по вертикали может поддерживаться только симметричной (относительно середины слоя) системой течений, а она порождает симметрию в горизонтальной плоскости, т. е. валиковую или шахматную (симметричную) форму течений. Такая система движений может реализоваться в атмосфере при наличии стационарных условий. Типичны для атмосферы нестационарные термические условия, т. е. когда имеются источники тепла. В этом случае уравнение притока тепла для фонового состояния при условии горизонтальной однородности поля температуры можно представить в виде

$$\frac{d\overline{\Theta}}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial z} \right) + \varepsilon, \quad (2)$$

где ε — неадиабатические притоки тепла, $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \overline{w} \frac{\partial}{\partial z}$. Черта сверху обозначает фоновое (невозмущенное конвекцией) значение переменной. Рассмотренный частный случай конвекции соответствует условию $k = \text{const}$, $\partial\Theta/\partial z = \text{const}$, $w = 0$ и $\varepsilon = 0$, откуда следует, что $\partial\Theta/\partial t = 0$.

В реальной атмосфере идеализированная ситуация выполняется очень редко и в стратификации фонового потока почти всегда имеется элемент нелинейности, приводящей к асимметрии в распределении потоков тепла относительно середины конвективного слоя.

Рассмотрим частный случай уравнения (2) при условиях $w = 0$, $k = \text{const}$, $\varepsilon = 0$. Тогда это уравнение приобретает вид

$$\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial t} = k \frac{\partial^2\overline{\Theta}}{\partial z^2}. \quad (3)$$

Условие $\frac{\partial^2\overline{\Theta}}{\partial z^2} > 0$ соответствует нагреванию слоя со временем, $\frac{\partial^2\overline{\Theta}}{\partial z^2} < 0$ — его остыванию. При нагревании слоя турбулентные потоки тепла

$(-k \frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial t})$ убывают с высотой, а при охлаждении возрастают. Если в

слое жидкости с такой нелинейной стратификацией температуры достигаются сверхкритические значения числа Рэлея, то реализуется режим конвекции, который обеспечивает пропорциональность общих потоков тепла (конвективных и кондуктивных) кондуктивным в невозмущенном состоянии. Общая закономерность в соотношении суммарных и кондуктивных потоков тепла остается такой же, как и в слу-

чае $\chi \frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial t} = \text{const}$, но так как кондуктивные потоки не постоянны с

высотой, это свойство принимают и суммарные потоки тепла, а конвективные движения, поддерживающие такой механизм теплопередачи, теряют симметрию относительно середины конвективного слоя. Появление асимметрии конвективных течений вызывает асимметрию течений по горизонтали. Она проявляется как в различной интенсивности восходящих и нисходящих течений, так и в геометрии возникающих движений. В результате численного моделирования конвекции и экспериментов, содержащих элемент нестационарности типа (3),

получено, что при нагревании слоя жидкости со временем ($\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial t} > 0$) и

при небольших сверхкритических значениях числа Рэлея ($Ra_{\text{кр}} < Ra < Ra_1$) движения так же, как и в классическом случае, приобретают вид

валиков, однако области восходящих течений более узкие, чем области нисходящих, а интенсивность восходящих течений вдвое превосходит интенсивность нисходящих. На отрезке $Ra_1 \leq Ra \leq Ra_2$ образуются квазигексагональные конвективные ячейки с обширной зоной нисходящих течений в центре и узкой зоной восходящих движений по периферии (открытые ячейки). Интенсивность восходящих движений намного превышает интенсивность нисходящих, максимумы восходящих потоков достигаются в вершинах полигонов. При $Ra > Ra_2$ конвективные движения становятся зависящими от времени (квазипериодическими), но их полигональная структура сохраняется. При охлаждении конвективного слоя со временем ($\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} < 0$) возникают структуры

течений, асимметричные к описанным выше, валики с узкими зонами нисходящих течений и широкими зонами восходящих течений при $Ra_{кр} < Ra < Ra_1$ и закрытые конвективные ячейки при $Ra_1 \leq Ra \leq Ra_2$. Схема течений в закрытой конвективной ячейке по результатам численного моделирования приведена на рис. 4.

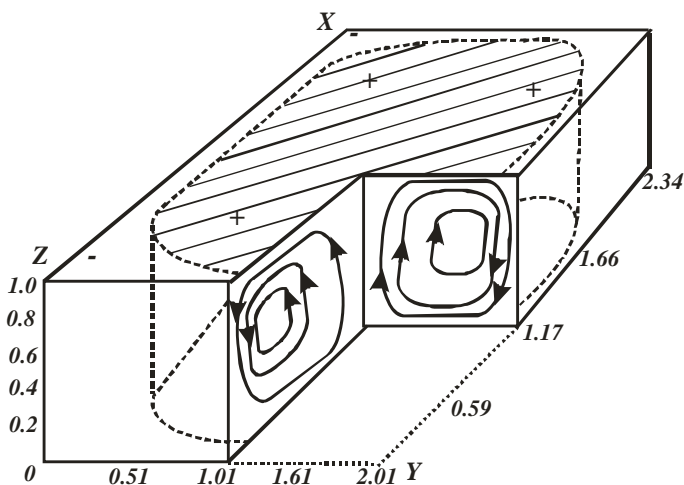


Рис. 4. Схема течений в закрытой конвективной ячейке. Горизонтальные размеры вдоль осей X и Y нормированы относительно мощности конвективного слоя, область восходящих движений заштрихована, сплошные кривые — линии тока в плоскости XOZ и YOZ . Участки максимальных восходящих и нисходящих течений отмечены «+» и «-»

Это только один из возможных механизмов появления вертикальной асимметрии конвективных течений за счет переменной кондуктивных потоков тепла по высоте, асимметрия может быть вызвана и другими факторами. Как следует из уравнения (2), ими могут быть внутренние источники (стоки) тепла за счет фазовых переходов влаги в атмосфере (конденсации, испарения), поглощения (излучения) радиации, а также крупномасштабные восходящие или нисходящие движения.

Если в атмосфере имеется горизонтальная неоднородность температуры, то оператор индивидуальных изменений температуры приобретает вид

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}.$$

На мезомасштабную конвекцию начинают оказывать влияние процессы адвекции. При адвекции холодного воздуха ($\bar{u} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial x} > 0$) появляются условия, благоприятные для образования открытых ячеек, а при адвекции теплого воздуха ($\bar{u} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial x} < 0$) — закрытых. Обобщая рассмотренные

частные случаи конвекции в условиях нестационарности, можно сделать вывод об основном влиянии индивидуальных изменений температуры на форму возникающих конвективных течений: при $d\Theta/dt > 0$ должны возникать ячейки открытого типа, а при $d\Theta/dt < 0$ — закрытого.

Рассматривая механизм формирования мезомасштабных конвективных структур с различной геометрией в условиях отсутствия крупномасштабного воздушного потока, выделим воздействие на конвекцию процессов фазовых переходов влаги в атмосфере. Следует отметить, что введение любого элемента нестационарности в фоновое состояние приводит к появлению трехмерных стационарных, зависящих от времени течений при меньших значениях числа Рэлея, чем при стационарном состоянии. При процессах конденсации и испарения конвективные движения становятся трехмерными даже при слабой неустойчивости, поэтому в атмосфере Земли при образовании облачности конвективные движения всегда трехмерные.

Другим аспектом мелкой конвекции является соотношение между горизонтальным размером ячейки L и толщиной конвективного слоя h . Для атмосферы характерны значения $20 \geq L/h \geq 5$. При теоретическом рассмотрении конвекции и в лабораторных экспериментах было получено, что отношение L/h увеличивается с ростом числа Рэлея.

При жестких горизонтальных границах L/h изменяется от 2 при $R_{кр}$ до 4–5 при $R \approx 10^5$, при свободных горизонтальных границах это отношение увеличивается. Таким образом, наблюдаемые в атмосфере отношения L/h являются систематически большими, чем в условиях численного моделирования. Характерные для атмосферы значения можно получить, вводя гипотезу неизотропности мелкомасштабной турбулентности (вязкости) в горизонтальном и вертикальном направлениях. Используя векторное масштабирование (различные масштабы длины в горизонтальном и вертикальном направлениях), можно показать, что при коэффициенте неизотропности $K = \nu_z/\nu_\theta$, где ν_z и ν_θ — вязкости в горизонтальном и вертикальном направлениях. Отношение L/h увеличится в \sqrt{K} раз по сравнению с изотропным случаем. Таким образом, если в атмосфере $K \approx 10$, то можно получить значения L/h , близкие к наблюдаемым. Увеличение отношения L/h в атмосфере может быть связано с процессами взаимодействия на границе конвективного слоя и ограничивающей инверсии.

Правильная полигональная структура мезомасштабных конвективных движений существует только при слабых ветрах и небольших сдвигах скорости в нижнем слое атмосферы. Когда конвекция развивается на фоне крупномасштабного потока, трехмерная структура конвективных течений изменяется.

Основные закономерности развития мезомасштабных конвективных движений в плоскопараллельном воздушном потоке состоят в следующем. При $d\Theta/dt = 0$ после потери статической устойчивости конвективные течения приобретают форму чередующихся вихрей с горизонтальными осями, ориентированными вдоль направления ветра, причем циркуляция в системе таких вихрей носит спиральный характер (рис. 5). Вытягивание конвективных элементов вдоль вектора сдвига ветра (который в случае плоскопараллельного потока совпадает с вектором ветра) объясняется тем, что вертикальный сдвиг ветра оказывает максимальное влияние на конвекцию в плоскости, нормальной к вектору сдвига, и не влияет на конвективные течения в плоскости вектора сдвига. Такая система конвективных движений способствует образованию в атмосфере гряд облачности, ориентированных вдоль направления ветра в конвективном слое.

При нагревании или остывании воздушной массы $d\Theta/dt \neq 0$ и небольшой неустойчивости возникают системы конвективных валиков, ориентированных вдоль направления воздушного потока, однако в отличие от стационарных условий $d\Theta/dt = 0$ появляется асимметрия между восходящими и нисходящими течениями.

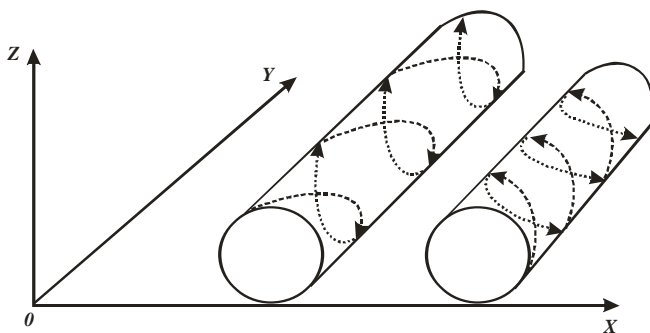


Рис. 5. Схема течений, образующих ряды конвективных облаков. Пунктирные кривые — линии тока в вихрях с горизонтальными осями

При увеличении конвективной неустойчивости валиковая структура течений сменяется ячейковой, однако в отличие от случая покоящейся атмосферы ячейки не имеют правильной полигональной структуры. Конвективные ячейки трансформируются в облачные цепочки, ориентирующиеся по направлению воздушного потока. Естественно, что степень деформации полигональных ячеек зависит от соотношения между деформирующей силой сдвига ветра и термической нестационарностью, генерирующей полигональные структуры. Численные эксперименты по моделированию конвекции в потоке со сдвигом указывают на то, что эффект нестационарности оказывается существенным и деформированные ячейки сохраняются даже при больших сдвигах ветра. Это подтверждается наблюдениями в атмосфере, свидетельствующими о том, что ячейковая форма облаков наблюдается и при больших скоростях ветра.

Анализ и прогноз систем мелкой конвекции. Основным средством диагноза систем мелкой конвекции в атмосфере являются изображения со спутников, на них мезомасштабные образования идентифицируются по структуре облачного покрова. Регулярные мезомасштабные системы мелкой конвекции наблюдаются чаще над однородной поверхностью океана, где сеть инструментальных измерений редкая. Данные о мезомасштабной структуре облачного покрова используются для уточнения анализа погоды.

Тип конвективных ячеек служит надежным индикатором воздушных масс. При обсуждении механизма образования открытых и закрытых ячеек отмечено, что тип циркуляции в ячейке может зависеть от многих факторов. Однако считается, что поля открытых конвективных ячеек характеризуют холодные воздушные массы, распро-

страняющиеся над теплой подстилающей поверхностью, поэтому по распространению открытых облачных ячеек можно судить о проникновении масс холодного воздуха. Закрытые конвективные ячейки характеризуют области распространения теплого воздуха над холодной подстилающей поверхностью, когда конвективная неустойчивость возникает не вследствие нагревания слоя воздуха снизу, а охлаждения его сверху. Это происходит в основном из-за радиационного излучения с верхней границы слоистообразных облаков или испарения облачных капель на верхней границе облаков. Закрытые мезомасштабные ячейки можно считать индикатором теплой (по отношению к подстилающей поверхности) воздушной массы.

Данные о мезомасштабной структуре облачного покрова нужны и для оценки некоторых элементов погоды. В зависимости от степени изученности анализируемого района наземными и аэрологическими методами возможны два основных подхода к использованию снимков облачности. В том случае, когда в пределах района, занятого однородной мезомасштабной структурой облачности, имеется одно или несколько инструментальных измерений, целесообразно использовать данные о структуре облачного покрова для экстраполяции или интерполяции этих измерений по всему району, занятому той или иной мезомасштабной системой, исходя из того, что в пределах данной облачной структуры крупномасштабный поток является однородным. При полном отсутствии инструментальных измерений для оценки скорости ветра можно воспользоваться данными табл. 1.

Таблица 1

Данные о скорости ветра в нижней тропосфере при мезомасштабных ячейках и грядах облачности, м/с

Тип облачной системы	Параметр,	Уровень, гПа			
		Земля	850	700	500
Открытые ячейки	\bar{a}	11,4	12,5	15,0	22,3
	σ	5,2	5,2	7,0	13,5
	n	191	174	187	217
Закрытые ячейки	\bar{a}	8,9	10,6	10,1	13,2
	σ	3,7	4,8	4,4	7,2
	n	50	33	52	51
Гряды (суша)	\bar{a}	6,8	10,7	12,8	20,2
	σ	3,8	5,4	7,5	13,1
	n	85	84	82	83

Примечание: \bar{a} — среднее значение, σ — среднее квадратическое отклонение, n — число случаев.

Данные о скорости ячеек получены по судовым измерениям в океанах, а данные для гряд — в условиях суши, поэтому при оценке скорости ветра по грядам облачности над океаном нужно увеличить приведенные значения в 2 раза. В районах с цепочками и грядами облачности направление ветра в слое от поверхности Земли до уровня 500 гПа следует считать совпадающим с ориентацией этих цепочек и гряд.

Для оценки мощности конвективного слоя по данным о размерах конвективных ячеек и гряд облачных ячеек можно воспользоваться эмпирическими соотношениями $D = 15h$ для полигональных ячеек и $L = 5h$ для гряд облачности, где D — диаметр полигональной ячейки, L — расстояние между облачными грядами, h — толщина конвективного слоя.

При оценке условий погоды в районах, занятых конвективными ячейками, целесообразно иметь в виду следующее. Наблюдатели с земли идентифицируют облака закрытых конвективных ячеек в 90% случаев как слоисто-кучевые, реже как слоистые или комбинацию слоисто-кучевых и кучевых облаков, нижняя граница которых находится на высоте 200–600 м. Вероятность осадков из закрытых ячеек составляет 16%, причем в подавляющем большинстве случаев они незначительны. Облака открытых конвективных ячеек наблюдатели идентифицируют как кучевые, мощные кучевые и реже как кучево-дождевые. Вероятность осадков из них составляет 23%, но только ливневого характера, которые выпадают в случае, если диаметр облачной ячейки превышает 30 км.

Использование данных о мезомасштабной структуре облачного покрова в анализе погоды проиллюстрируем рис. 6. В верхней правой части космического снимка видна свободная от облаков южная часть полуострова Камчатка, в левом верхнем углу — о. Сахалин, а южнее его — восточная часть о. Хоккайдо. От южной оконечности Камчатки к о. Хоккайдо протянулась цепь гористых Курильских островов. Имея представление о географии района, снимок облачного покрова, синоптические и высотные карты, приступим к анализу ситуации над акваторией Охотского моря и северо-западной частью Тихого океана. По наземным и радиозондовым данным видим (рис. 6), что воздушный поток в нижней тропосфере ориентирован с северо-запада на юго-восток. Таким образом, в интересующем нас районе происходит перенос воздушных масс с холодного Азиатского континента на теплую океаническую поверхность. На приведенной территории подавляющее большинство наблюдений было произведено на суше, единственная сводка погоды в Охотском море имела в точке, где нанесен ветер. В Тихом океане имелось два судовых наблюдения к

востоку от о. Хоккайдо, т.е. на большей части территории, охватываемой снимком, наземных наблюдений не производилось и снимок со спутника является единственным источником информации о погоде.

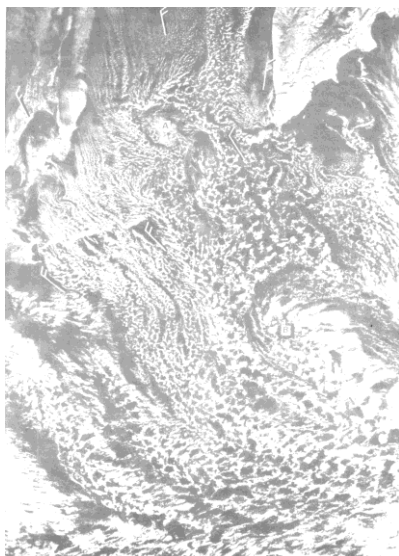


Рис. 6. Распределение облачности над Охотским морем и северо-западом Тихого океана

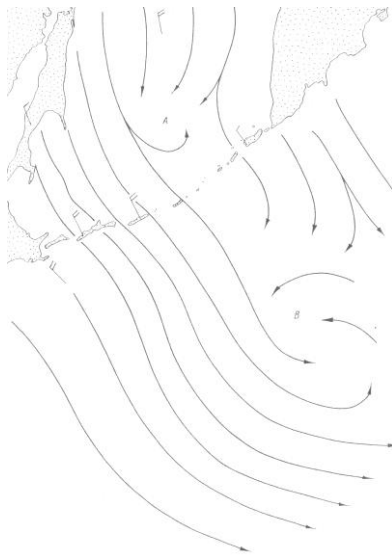


Рис. 7. Схема воздушных течений у поверхности Земли, построенная по космическому снимку рис. 6, *A* и *B* — центры мезомасштабных возмущений

Какие сведения о погоде можно извлечь, исходя из знаний о мезомасштабной структуре облачности конвективного происхождения и информации, полученной из анализа приземных и высотных карт? По ориентации гряд конвективных облаков в Охотском море можно заключить, что здесь преобладают ветры северо-западного направления. Гряды облаков хорошо выражены на всем протяжении от южной части о. Сахалин до южных островов Курильской гряды, к северо-востоку от этого района, к востоку и юго-востоку от точки *A* гряды облаков сменяются открытыми конвективными ячейками, часть которых сильно деформирована воздушным потоком. Преобладание более регулярных облачных гряд на юго-западе Охотского моря и регулярных ячеек к северо-востоку свидетельствует о том, что скорость ветра

на юго-западе больше, чем на северо-востоке. Действительно, станции на южных островах Курильской гряды дают скорость ветра 10 м/с, в то время как на севере 5 м/с. При внимательном рассмотрении снимка можно заметить, что в районе *A* имеется слабое мезомасштабное возмущение, в тыловой части которого северо-западный поток должен ослабевать. В районе этого возмущения станция на севере Курильской гряды дает скорость ветра 5 м/с. В Тихом океане на отрезке между мезомасштабными возмущениями *A* и *B* также преобладает ячейковая структура облачности, в то время как в более юго-западных районах грядовая структура облачности выражена довольно отчетливо. Таким образом, здесь можно ожидать большую скорость воздушного потока.

Схема воздушных течений у поверхности Земли, построенная на основании проведенного выше анализа мезомасштабной структуры облачности, приведена на рис. 7. Переходя к анализу самой облачности и условий температурной стратификации, необходимо обратить внимание на изменение горизонтальных размеров мезомасштабных систем. Проявляется тенденция к увеличению горизонтальных размеров гряд облачности и конвективных ячеек в направлении с северо-запада на юго-восток. В западной части Охотского моря расстояние между грядами облаков несколько километров, поэтому можно заключить, что они состоят из кучевых облаков, а толщина конвективного слоя не превышает 1 км. По мере приближения к Курильским островам размер облачных гряд увеличивается до 15–20 км. Такие гряды могут состоять из кучево-дождевых облаков, а толщина конвективного слоя — достигать 2,5–3 км. Действительно, станции на южных Курильских островах давали кучево-дождевую облачность и ливневые осадки. Диаметр открытых конвективных ячеек возрастает от 20–30 км в районе северных Курильских островов до 60–70 км в юго-восточной части снимка. Исходя из характерного соотношения между диаметром ячейки и толщиной конвективного слоя, заключаем, что в районе Курильских островов она составляет около 2 км, а в юго-восточной части снимка — 4–5 км. Отсюда, а также из размеров конвективных элементов, образующих ячейки, можно заключить, что в окрестности Курильских островов преобладают мощные кучевые облака, а на юго-востоке рассматриваемой области — кучево-дождевые облака, которые дают ливневые осадки. В области мезомасштабных вихревых возмущений *A* и *B* имеет место локальное усиление конвекции.

В связи с небольшим горизонтальным размером ячеек мелкой конвекции и коротким временем жизни индивидуальной ячейки (около часа) прогнозирование их на данном этапе не имеет смысла, тем более что с мелкой конвекцией не связаны опасные явления погоды. Практи-

чески можно прогнозировать поля конвективных ячеек, поскольку они существуют до трех дней и это позволяет пользоваться при краткосрочном прогнозе экстраполяцией по времени. Кроме простого экстраполирования наблюдающегося явления ячейковой конвекции при прогнозе мелкой конвекции необходимо иметь в виду, что открытые конвективные ячейки и гряды облаков наиболее характерны для вторжений масс холодного воздуха, происходящих в тыловых частях циклонов. Поэтому по прогностической карте давления можно выделить район вероятного появления открытых конвективных ячеек в тыловой части приземного циклона или в районе высотной ложбины на верхних уровнях. Над теплой поверхностью океана зимой и над нагретой и ровной поверхностью суши летом в этих частях барического поля высока вероятность образования открытых конвективных ячеек. Прогнозирование конвекции в холодных вторжениях важно в связи с тем, что при образовании крупных конвективных ячеек диаметром более 30 км погода в океане часто принимает штормовой характер: проходят кратковременные, но интенсивные осадки, сопровождающиеся шквалистым усилением ветра.

Закрытые конвективные ячейки, свойственные теплым воздушным массам, наблюдаются чаще всего на западных (теплых) перифериях антициклонов и в передних частях высотных гребней, поэтому по прогностическим приземным и высотным картам выделяются районы с наиболее вероятным появлением ячеек закрытого типа в тех местах, где ожидается слабый перенос теплого воздуха над относительно холодной подстилающей поверхностью. С мелкими закрытыми конвективными ячейками не бывает связано резких усилений ветра и интенсивных осадков, поэтому их прогнозирование менее актуально, чем прогнозирование открытых конвективных ячеек. При прогнозе полей закрытых ячеек необходимо иметь в виду, что нижняя граница облаков, составляющих закрытые ячейки, находится на высоте 200 м, а это необходимо учитывать при метеорологическом обслуживании авиации.

2.2. Мезомасштабные системы глубокой конвекции

Глубокая конвекция в отличие от мелкой развивается в слоях большой вертикальной протяженности, охватывающих всю тропосферу, а иногда и нижние слои стратосферы. В горизонтальных масштабах глубокая конвекция представляет диапазон движений от мезо- γ (изолированные кучево-дождевые облака) до мезо- α (мезомасштабные конвективные комплексы и линии шквалов). Основное внимание будет

уделено организации конвективных движений в масштабах мезо- β (20–200 км) и мезо- α (более 200 км), так как эти мезомасштабные структуры обладают характерным временем жизни от нескольких часов до нескольких десятков часов и их идентификация способствует повышению качества краткосрочного прогноза погоды. С практической точки зрения анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции представляют наибольший интерес, поскольку с ними бывают связаны интенсивные ливневые осадки и паводки, градобития и шквалистые ветры, приносящие значительный экономический ущерб. Эти системы наблюдаются как в тропической зоне, так и в умеренных широтах в теплый период года.

Общая характеристика явления. Основное отличие глубокой конвекции от мелкой состоит в том, что она развивается в атмосферном слое большой мощности и важную роль в ее развитии играют процессы, связанные с фазовыми переходами влаги в атмосфере. Другая особенность глубокой конвекции состоит в том, что вследствие ее больших вертикальных и горизонтальных масштабов на нее оказывают существенное влияние горизонтальная неоднородность метеорологических полей синоптического масштаба, эффект вращения Земли и неоднородности подстилающей поверхности.

Предложено несколько различных классификаций систем глубокой конвекции. В более ранних конвективные системы подразделялись на два основных класса: внутримассовые и фронтальные. С развитием радиолокационных наблюдений обоснован ряд классификаций, базирующихся на характерных особенностях радиоэха, и выделены одначейковые, многоячейковые и суперячейковые кучево-дождевые облака. Термин «ячейка» относится в данном случае к единичному кучево-дождевому облаку (необходимо избегать использования данного термина применительно к единичному облаку). Следующий тип классификации основан на геометрии и горизонтальных размерах конвективных систем, наблюдаемых на снимках облачности со спутников, выделении мезомасштабных конвективных комплексов и скоплений кучево-дождевой облачности с характерными горизонтальными размерами 200 км и более. Наиболее удобной как с генетической, так и с морфологической точки зрения является классификация, предложенная Мэддоксом (1980). Она относится к конвективным системам масштаба мезо- α (более 200 км), однако большинство ее генетических и морфологических характеристик (кроме горизонтальных размеров) может быть отнесено и к конвективным системам масштаба мезо- β (табл. 2).

Таблица 2

Классификация мезомасштабных систем глубокой конвекции

Мезомасштабные системы глубокой конвекции			
Линейного типа		Симметричного типа	
Линии шквалов в тропиках и умеренных широтах (масштаб мезо- α)	Гряды кучево-дождевых облаков (масштаб мезо- β)	Скопления кучево-дождевых облаков, мезомасштабные конвективные комплексы (масштаб мезо- α)	Скопления кучево-дождевых облаков, конвективные ячейки (масштаб мезо- β)

Выделенные в таблице крупные классы представляют собой как с морфологической, так и с генетической точки зрения предельные случаи, между которыми могут существовать переходные формы организации конвективных течений. Опишем основные характеристики мезомасштабных конвективных систем, приведенных в табл. 2, на основе спутниковой и радиолокационной информации.

Мезомасштабные конвективные комплексы (МКК), скопления кучево-дождевых облаков. При интерпретации космических снимков облачности для обозначения крупных (более 200 км) массивов кучево-дождевой облачности квазикруговой формы как в тропиках, так и в умеренных широтах ранее употреблялся термин «скопление кучево-дождевых облаков». Позже для обозначения крупных скоплений кучево-дождевых облаков квазикруговой формы был введен термин «мезомасштабный конвективный комплекс». В дальнейшем будем пользоваться этим термином, хотя оба эквивалентны. В публикациях для обозначения мезомасштабных конвективных комплексов (скоплений) используется также термин «мезомасштабная конвективная система». Этот термин употребляется только в общем смысле для обозначения мезомасштабных структур всех типов. К мезомасштабным конвективным комплексам в умеренных широтах R.Maddox (1983) относит облачные системы, инфракрасные изображения которых имеют следующие характеристики. Площадь почти непрерывного облачного покрова с температурой верхней границы ниже -32°C составляет не менее 10^5 км^2 ; площадь внутреннего района с температурой верхней границы ниже -52°C не менее $5-10^4 \text{ км}^2$; указанные выше размеры сохраняются в течение 6 ч и более; в период максимального развития отношение малой оси облачной системы к большой — 0,7. К этой классификации следует добавить, что МКК представляют собой скопление кучево-дождевых облаков, дающих в период максимального развития большие значения радиозха.

Мезомасштабные конвективные комплексы образуются как в тропиках, так и в умеренных широтах в летний период. В умеренных широтах они развиваются над сушей, часто отмечаются над территорией США и Канады, встречаются и над другими континентами. Над территорией США образуется ежегодно 30–40 МКК. На протяжении активной части своего довольно длительного жизненного цикла (16 ч) МКК генерируют много опасных явлений погоды: торнадо, крупный град, интенсивные ливни и паводки, катастрофические порывы ветра и грозовую деятельность. Почти каждый пятый МКК над территорией США приводит к разрушениям и жертвам, они причиняют существенный экономический ущерб и в других странах. Активная часть жизненного цикла МКК составляет в среднем 16 ч, его влияние на условия погоды может ощущаться в течение 24–36 ч и выражается в возникновении новых кучево-дождевых облаков на границе оттока холодного воздуха от МКК в нижней тропосфере и сохранении остатков мезомасштабной циклонической циркуляции в средней атмосфере, способствующей регенерации конвекции на следующий день после диссипации МКК.

Отличительная особенность МКК в умеренных широтах состоит в том, что в нем присутствует упорядоченный мезомасштабный подъем в средней и верхней тропосфере. Мезомасштабные конвективные комплексы развиваются преимущественно в вечерние и ночные часы. Хотя первые грозы развиваются во вторую половину дня, организованный мезомасштабный комплекс появляется только к вечеру. Максимального размера и интенсивности МКК достигает к полуночи и продолжает давать осадки до утра. Для МКК характерна комбинация ливневых и обложных осадков. Обложные осадки, занимающие большую площадь, образуются на стадии развитого МКК и сохраняются в течение многих часов на стадии диссипации МКК. Характерной особенностью МКК в умеренных широтах является компактность его облачной системы. Пример МКК в умеренных широтах приведен на рис. 8.

В нижней части этого снимка можно увидеть Черное море, а также долины р. Дона и Кубани. Мезомасштабный конвективный комплекс расположен к западу и северо-западу от Азовского моря. Его размер с юго-запада на северо-восток составляет около 300 км, а в направлении с северо-запада на юго-восток — около 250 км. На снимке заметны шлейфы перистых облаков, распространяющихся от МКК. Этот МКК имел длительный жизненный цикл, первые ливни и грозы в нем были зарегистрированы в 12 ч МСВ.

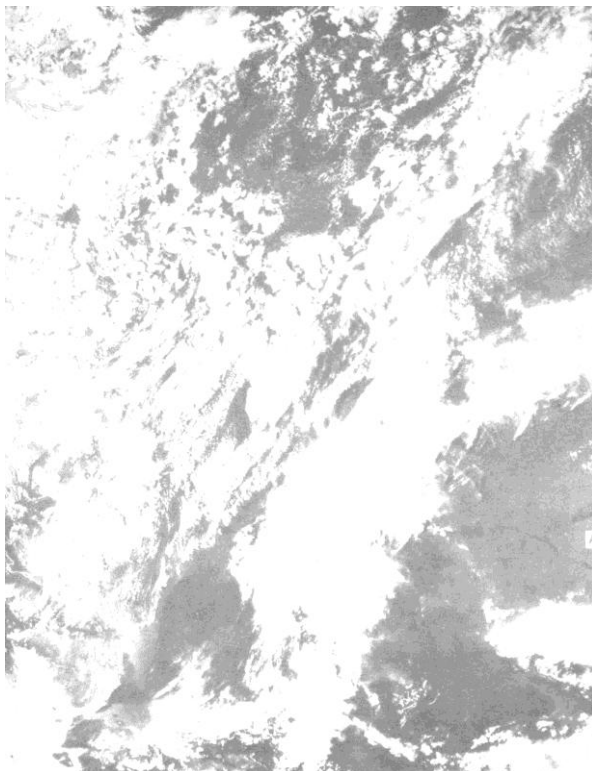


Рис. 8. Мезомасштабные конвективные комплексы

Максимальной интенсивности конвективная деятельность достигла в период от 15 до 18 ч МСВ. Затем интенсивность МКК стала ослабевать, однако отдельные грозы и ливни наблюдались в этом районе еще в 3 ч МСВ 30 июля. В период максимального развития грозовой деятельности на отдельных станциях отмечалось локальное усиление ветра до 18 м/с. В период от 6 до 18 ч МСВ в районе образования и развития МКК выпало до 49 мм осадков.

Скопления кучево-дождевых облаков в тропиках не образуют такого компактного комплекса, как в умеренных широтах. Более хаотичный облачный покров из скопления кучево-дождевых облаков в тропиках свидетельствует о том, что составляющие его элементы масштаба мезо- β с участками компенсационных нисходящих движений по периферии не образуют единой системы масштаба мезо- α и упорядо-

ченные вертикальные движения отсутствуют. Определенный элемент организации в тропических системах присутствует и это приводит к тому, что МКК в тропиках могут существовать в течение 2 дней и в период своего жизненного цикла дают значительное количество ливневых и обложных осадков. Пример МКК в тропиках приведен на рис. 9.

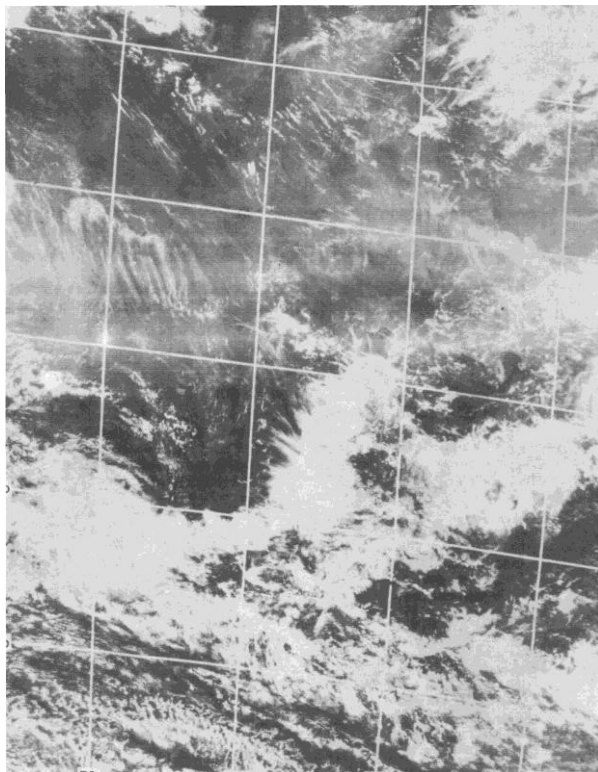


Рис. 9. Скопления кучево-дождевых облаков в экваториальной зоне Индийского океана

Серию из трех скоплений кучево-дождевых облаков можно увидеть в широтном поясе от 5 до 15° ю.ш. Наиболее крупному из них на 78° в.д. соответствовала мезомасштабная депрессия поверхности Земли. Имеются характерные для конвективных систем в экваториальной зоне выбросы из МКК перистых облаков.

Скопления кучево-дождевых облаков, конвективные ячейки мезомасштаба. Скопления кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β (20–200 км) имеют квазикруговую форму, сходны с МКК по морфологическим характеристикам, но отличаются горизонтальными размерами и меньшей продолжительностью жизни. Подобные скопления часто наблюдаются как в тропиках, так и в умеренных широтах. Несколько скоплений этого масштаба образует, как правило, МКК.

Недавно обнаруженной является ячейковая структура кучево-дождевых облаков, которая напоминает ячейковые образования мелкой конвекции, обсуждавшиеся ранее, где указывалось, что крупные открытые конвективные ячейки состоят из кучево-дождевых облаков и дают ливневые осадки. Анализ радиолокационных данных показал, что при радиолокационных измерениях ячейковая структура кучево-дождевых облаков в большинстве случаев не обнаруживается наблюдателем, потому что в пределах конвективной ячейки облака развиваются неодновременно.

Последовательные радиолокационные изображения также не обнаруживают ячейковой мезомасштабной структуры кучево-дождевых облаков. При рассмотрении радиолокационных изображений в подвижной системе координат, смещающейся со средней скоростью воздушного потока в конвективном слое, выявляется, что кучево-дождевые облака часто образуют открытые конвективные ячейки. Их характерный горизонтальный размер 30–40 км, а время жизни 2–3 ч. Пример радиозха в подвижной системе координат приведен на рис. 10. Кучево-дождевые облака образуются последовательно по периметру открытых ячеек, что предопределено механизмом мезомасштабной конвекции.

Линии шквалов, линии неустойчивости. Линия шквалов (линия неустойчивости) представляет собой зону из скопления кучево-дождевых облаков. Протяженность ее достигает тысячи километров, а ширина — 50–100 км. Линии шквалов образуются как в тропиках, так и в умеренных широтах. В тропиках они ассоциируются с зонами конвергенции воздушных потоков и наиболее часты в зоне внутритропической конвергенции. В умеренных широтах наблюдаются в теплом секторе циклона на расстоянии 200–300 км перед холодным фронтом.

Линии шквалов являются неоднородными по своей структуре и состоят из отдельных линейных сегментов или скоплений кучево-дождевых облаков длиной до 100 км и шириной около 30 км. Время жизни линии шквалов может составлять более суток, а время жизни отдельных мезомасштабных скоплений, из которых она состоит, не превышает обычно 5–6 ч. С линиями шквалов связаны сильные порывы

вистые ветры, интенсивные осадки, грозы, град и другие опасные явления погоды. При ее прохождении через станцию типичны быстрое падение температуры, рост давления и резкий поворот ветра.

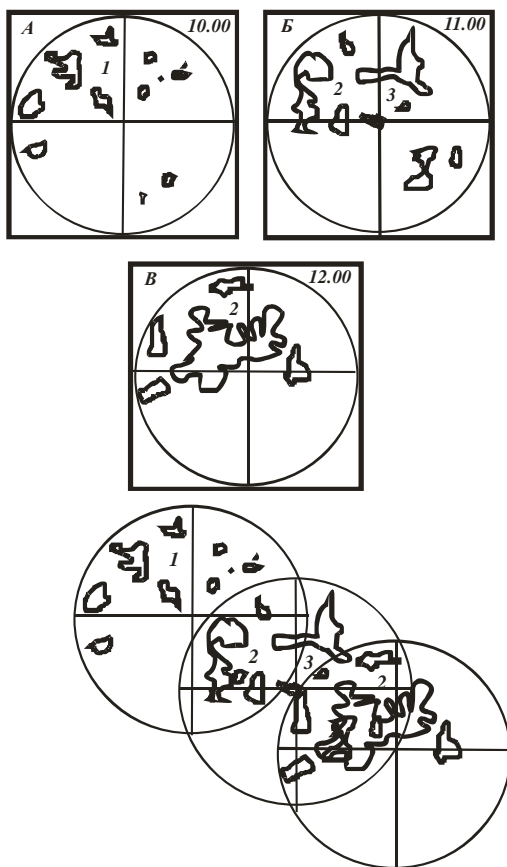


Рис. 10. Области радиоэха: А–В — области со значениями радиоэха более 15 dBz в различные моменты времени; 1–3 — центральные части открытых конвективных ячеек, композиция радиолокационной отражаемости составлена по данным рис. А–В

Морфологически линии шквалов в тропиках и умеренных широтах сходны друг с другом, основное отличие состоит в том, что в тропических линиях шквалов наковальни отстают от продуцирующих их кучево-дождевых облаков, а не опережают их, как в умеренных

широтах. Это связано с тем, что в тропиках элементы линии шквала распространяются против ветра на всех уровнях, а в умеренных широтах они имеют тенденцию двигаться со скоростью ветра на некотором уровне внутри облачного слоя.



Рис. 11. Линия шквалов над Восточной Европой

Примеры линий шквалов в умеренных широтах и тропиках приведены на рис. 11 и 12. На рис. 11 хорошо видно Балтийское море в верхней части, Адриатическое море, Апенинский полуостров в юго-западной части и западная часть Черного моря в правом нижнем углу. Более темный тон изображения в центральной части снимка соответствует дуге Карпатских гор, покрытых лесом. Между южной оконечностью Карпат и северо-западным побережьем Черного моря находится МКК, горизонтальный размер которого с запада на восток составляет около 300 км, а с севера на юг — около 200 км. От него в направлении с юго-востока на северо-запад почти параллельно дуге Карпатских гор (на расстоянии 200–250 км) протянулась линия шквалов, состоя-

щая из отдельных скоплений кучево-дождевых облаков размером 50–100 км.

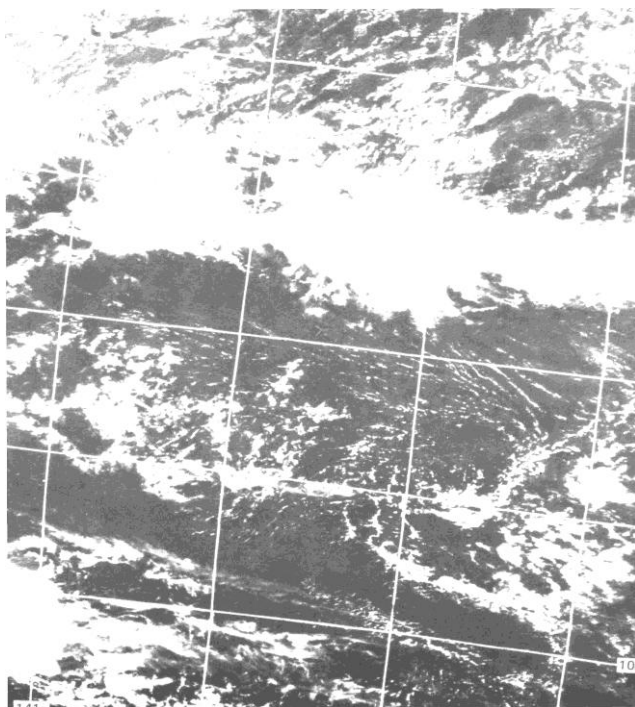


Рис. 12. Линия шквалов в экваториальной зоне Тихого океана

У поверхности Земли и на уровнях поверхностей 850 и 700 гПа ей соответствует зона конвергенции, к востоку преобладают ветры юго-восточного направления, а к западу — северо-западного и западного. Как у поверхности Земли, так и на высотах в 12 ч МСВ сеть наземных и радиозондовых станций давала небольшие скорости ветра (от 5 до 7 м/с как у поверхности Земли, так и на уровнях 850 и 700 гПа). В поле давления у поверхности Земли и на высотах имела место мезомасштабная депрессия над западной частью Черного моря. С ней связан МКК, о котором говорилось выше. Вдоль облачной системы линии шквалов у поверхности Земли располагаются слабо выраженная ложбина и локальная депрессия в районе наибольшего скопления кучево-дождевых облаков к западу от точки А. При отсутствии снимка облачности этой мелкой депрессии можно не придать особого значе-

ния. В температурном отношении линия шквалов в 12 ч СГВ не была выражена, к востоку от нее у поверхности Земли преобладают температуры 21–22°C, а к западу — 19–20 °С, западнее точки *A* в 12 ч СГВ отмечаются грозы. В 15 ч СГВ кучево-дождевые облака, грозы и порывистые ветры регистрируются многими станциями, оказавшимися под воздействием линии шквалов и МКК к северо-западу от Черного моря. Линия шквалов в экваториальной зоне Тихого океана приведена на рис. 13, где хорошо видна по зоне кучево-дождевой и перистой облачности, протянувшейся вдоль экватора почти на 2000 км.

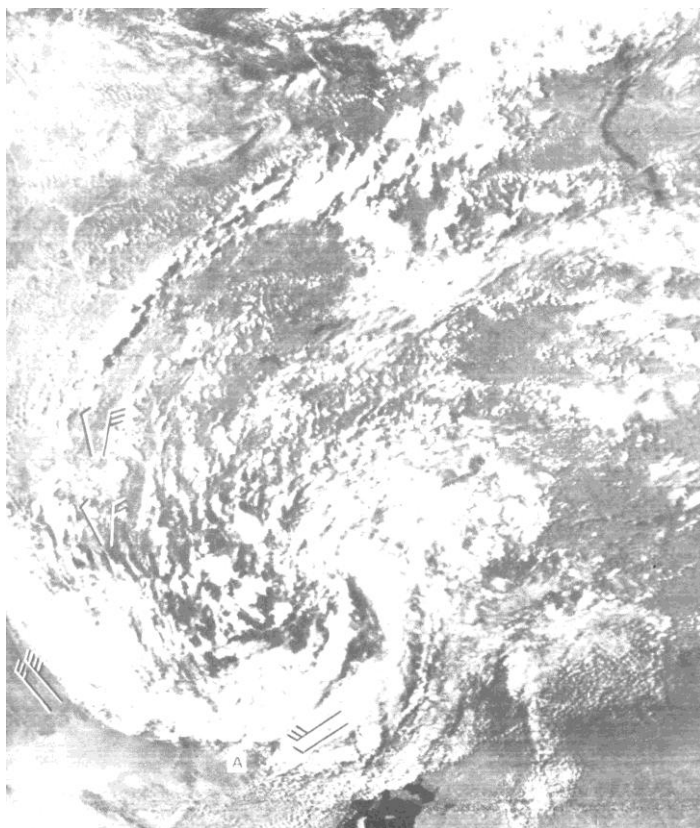


Рис. 13. Гряды кучево-дождевых облаков в тылу циклона

Распределение облачности в этой зоне неоднородно: она расширяется в районе от 131 до 135° з. д. и в районе от 137 до 140° з. д.

Облачные массивы состоят из отдельных скоплений размером от 100 до 200 км. На приземной карте участкам расширения облачной системы соответствуют мезомасштабные области пониженного давления. Данные о ветре у поверхности Земли, нанесенные на снимок, свидетельствуют о большой скорости.

Гряды кучево-дождевых облаков мезомасштаба. Линейные формы глубокой конвекции имеют меньший горизонтальный размер, чем предфронтальные линии шквалов. Протяженность таких гряд может изменяться от 10 до 100 км, ширина — от 1 до 20–30 км. Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β , как и линии шквалов, состоят из серии индивидуальных облаков, развивающихся вдоль некоторой линии. Исследования с помощью доплеровских радиолокаторов, наземной сети наблюдений и данных радиозондирования над обнаружили следующие закономерности. Большинство кучево-дождевых облаков возникает вдоль линий конвергенции воздушных потоков в пограничном слое атмосферы. Длина линий конвергенции изменяется от 10 до нескольких сот километров, ширина от 0,5 до 5 км. Эти зоны конвергенции характеризуются повышенными значениями радиолокационной отражаемости (до 20 дБ) и большими радиальными или азимутальными градиентами скорости по доплеровским измерениям. Из 418 конвективных штормов, зародившихся летом 1984 г. над районом наблюдений, 79% развилось вдоль таких линий конвергенции (кучево-дождевые облака характеризовались в данном случае значением радиоэха 30 дБ и более). Интенсивные кучево-дождевые облака со значением радиоэха 60 дБ и более образовывались вдоль линий конвергенции в 95 % случаев. Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β развиваются в сравнительно однородных воздушных массах. С ними бывают связаны ливневые осадки умеренной интенсивности и небольшой продолжительности.

На основе радиолокационных измерений сделан вывод, что конвекция в атмосфере носит более упорядоченный характер, чем предполагалось ранее, и даже «внутримассовая» конвекция имеет элементы мезомасштабной организации. Пример гряд кучево-дождевой облачности этого типа приведен на рис. 13.

Облачный вихрь к северу от Аральского моря (нижняя часть снимка) связан с высотным отсеченным циклоном. На снимке просматривается структура конвективной облачности к северу от основных облачных спиралей, связанных с холодным фронтом. Кучево-дождевые облака в тыловой части циклона имеют хорошо выраженную грядовую структуру, особенно на некотором удалении от центра облачного вихря, здесь нанесены данные о ветре на уровне 500 гПа и у поверхности Зем-

ли (снизу). Направление ветра существенно не меняется с высотой и гряды кучево-дождевых облаков ориентированы по потоку в нижней половине тропосферы.

2.3. Механизмы образования мезомасштабных систем глубокой конвекции

Механизм образования мезомасштабных систем глубокой конвекции рассматривается по масштабам (мезо- α и мезо- β) и по форме (линейные, квазикруговые, полигональные структуры). Это связано с тем, что на образование систем масштаба мезо- α оказывает влияние горизонтальная неоднородность состояния атмосферы, а системы масштаба мезо- β могут развиваться в горизонтально-однородной атмосфере. Разделение структур на линейные и квазикруговые или ячейковые предполагает рассмотрение двух предельных случаев состояния фонового потока, в первом существует хорошо выраженный крупномасштабный воздушный поток, а во втором — крупномасштабные системы движений с малой интенсивностью. В теории большую сложность представляют конвективные системы масштаба мезо- α , поскольку в них присутствуют одновременно движения трех масштабов: отдельного облака (мезо- γ), скопления кучево-дождевых облаков (мезо- β) и всей конвективной системы (мезо- α). Таким образом, масштабы движений внутри системы отличаются на два порядка. Конвективные системы такого типа являются наименее изученными, для объяснения механизма их образования предложены концептуальные модели, базирующиеся на детальном анализе отдельных случаев и обобщении эмпирических данных. Развитие доплеровской техники и работ по численному моделированию скоплений кучево-дождевых облаков открывает перспективу для более полного количественного описания и понимания механизма образования и эволюции мезомасштабных систем глубокой конвекции. Изложим современные представления о механизме образования таких систем.

Мезомасштабные конвективные комплексы в умеренных широтах. Мезомасштабные конвективные комплексы умеренных широт имеют тенденцию появляться с антициклонической стороны широкой и относительно слабой фронтальной зоны.

На стадии зарождения МКК необходимо существование хотя бы слабовыраженных синоптических неоднородностей в поле воздушных течений, которые обеспечивают на этой стадии конвергенцию воздушных потоков в нижнем слое атмосферы и приток большого количества влаги в этом слое. Такими неоднородностями могут быть

мезомасштабные волны на стационарном фронте или неоднородности, сохранившиеся от ранее существовавших областей повышенной завихренности в нижней тропосфере. Важным компонентом зарождения МКК является наличие влажно-неустойчивой стратифицированной атмосферы. В процессе конвергенции воздушных масс и притока значительного количества влаги в слое от поверхности Земли до 750 гПа на фоне общей неустойчивости атмосферы и слабой дивергенции в вышележащих слоях атмосферы образуются кучево-дождевые облака. В более ранней стадии развития МКК они могут группироваться в отдельные скопления масштаба мезо- β , которые под действием общей конвергенции потоков постепенно сближаются друг с другом. Существенным элементом на стадии образования МКК может быть низкоразмерное струйное течение, обеспечивающее приток большого количества влаги в район генерации МКК и адвекцию в него теплого воздуха, а также отсутствие больших горизонтальных контрастов температуры, хорошо выраженных атмосферных фронтов и струйных течений в верхней атмосфере.

На стадии развития МКК наличие района с аномально теплым воздухом приводит к образованию притока воздуха в этот район в слое 750–400 гПа. У поверхности Земли в результате испарения осадков образуется область нисходящих движений, происходит отток воздуха из области МКК и образуется очаг повышенного давления. Интенсивная конвергенция теплого влажного воздуха в средней тропосфере усиливает конвекцию, в результате чего образуется область мезомасштабных восходящих движений с максимумом на уровне примерно 700 гПа.

На стадии максимального развития МКК процессы вертикального конвективного обмена достигают наибольшего развития. Вблизи верхней границы проникающей конвекции в верхней тропосфере и нижней стратосфере образуются область дивергенции и гребень повышенного давления, с полярной стороны которого часто образуется струйное течение. В районе теплого ядра в средней тропосфере может образоваться мезомасштабная циклоническая циркуляция, усиливающая конвергенцию потоков в область МКК. Интенсивность мезомасштабных восходящих движений на этой стадии резко возрастает в 4 раза, а их максимум смещается в более высокие слои (500–400 гПа).

На стадии затухания МКК облачный массив становится более раздробленным, крупное скопление мощных облаков в центральной части МКК распадается на ряд мелких массивов. МКК лишается основных энергетических источников — потоков тепла и влаги в нижней и средней частях тропосферы. На нижних уровнях (850–700 гПа) МКК

попадает в зону адвекции холодного и сухого воздуха. Гребень высокого давления и струйное течение в верхней тропосфере разрушаются. Лишенный источников энергии МКК постепенно диссипирует.

Цикл жизни МКК в умеренных широтах можно охарактеризовать следующим образом. На стадии зарождения МКК в нижней части атмосферы образуется мезомасштабная зона конвергенции воздушных потоков и упорядоченных восходящих движений, что способствует увлажнению и нагреванию ограниченного объема воздуха и созданию благоприятных условий для развития локализованной в пространстве конвекции. В результате развития локализованной конвекции создается мезомасштабная система циркуляции с образованием зоны дивергенции и повышенного давления в верхней тропосфере, зоны пониженного давления и конвергенции в средней тропосфере, зоны дивергенции и повышенного давления у поверхности Земли. В термическом отношении система становится асимметричной, область адвекции тепла занимает ее переднюю часть, а в тыловой части появляется область адвекции холодного и более сухого воздуха. Вследствие интенсивного процесса образования осадков, охлаждения нижнего слоя атмосферы и оттока из нижней части системы масс холодного воздуха блокируется механизм подачи в нее тепла и влаги в нижней и средней тропосфере и из-за этого МКК постепенно деградирует. На стадии разрушения он находится в зоне термической ложбины. По ряду характеристик МКК сходны с небольшими по размеру, но интенсивными циклонами умеренных широт, в образовании которых большую роль играют процессы конвекции. Общими для них являются первоначально высокий уровень внутренней энергии, статической неустойчивости и постепенное смещение в ходе жизненного цикла из области термического гребня в область термической ложбины. Основные отличия состоят в горизонтальном масштабе явлений и в том, что в случае МКК конвекция имеет больший удельный вес. Малый масштаб приводит к тому, что сила вращения Земли оказывает меньшее влияние и не возникает интенсивной циклонической циркуляции как в случае взрывного циклогенеза. По этой же причине МКК имеют небольшой жизненный цикл.

Мезомасштабные конвективные комплексы занимают промежуточное положение между небольшими по размеру интенсивными циклонами умеренных широт и массивами кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β , поскольку часть элементов их жизненного цикла (перераспределение с временем температуры, влаги, осадков) сходна с элементами жизненного цикла крупного кучево-дождевого облака, а часть элементов жизненного цикла типична для циклонического возмущения умеренных широт (упорядоченные восходящие течения, ци-

клоническое вращение в средней тропосфере и постепенный дрейф системы из области термического гребня в область термической ложбины).

Выполненные эксперименты по численному моделированию взрывного циклогенеза показали, что параметрический учет конвекции позволяет более реалистично воспроизвести жизненный цикл интенсивного внетропического циклона в рамках использования гидростатических примитивных уравнений. Одновременно при численном моделировании ансамбля кучево-дождевых облаков на фоне крупномасштабного потока с помощью негидростатической модели, в которой конвекция воспроизводится непосредственно, удастся получить мезомасштабную структуру конвективных движений и сформировать мезоциклон небольшой интенсивности, как это имеет место в случае МКК. Схема распределения радиозха и воздушных течений, построенная на основании измерений с помощью двух доплеровских радиолокаторов в таком мезоциклоне, представлена на рис. 14. В поле радиозха на этом рисунке присутствует элемент спиралевидной структуры, а поле течений образует циклоническую циркуляцию.

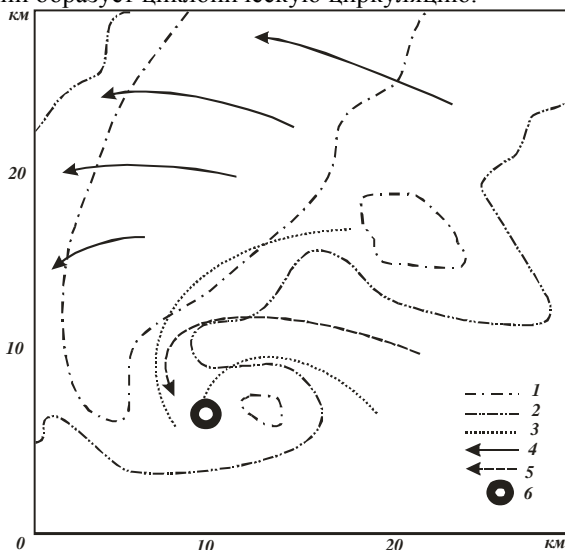


Рис. 14. Схема распределения радиолокационной отражаемости Z и воздушных течений в конвективном мезоциклоне: 1 — $Z > 40$ dBz, 2 — $Z > 30$ dBz, 3 — области восходящих и нисходящих течений, 4 — направление горизонтальных движений на высоте 400 м в области восходящих потоков, 5 — направление горизонтальных движений на высоте 400 м в области нисходящих потоков, 6 — положение торнадо

В исследованиях Q.Chen (1987) предложен механизм образования МКК в результате возникновения гравитационно-инерционной волны. Генерация последней происходит в результате взаимодействия восходящих движений синоптического масштаба с неустойчиво стратифицированным слоем атмосферы мезомасштаба. Отметим, что для образования МКК в умеренных широтах необходимо присутствие трех основных компонентов: слабого первоначального возмущения синоптического масштаба или мезо- α ; адвекции тепла, влаги и конвергенции их в область генерации МКК; конвективной неустойчивости в нижней и средней тропосфере. Эти компоненты не всегда присутствуют одновременно, поэтому многие перемещающиеся вдоль фронта мезомасштабные возмущения не инициируют МКК.

Мезомасштабные конвективные комплексы в тропиках, называемые также скоплениями кучево-дождевых облаков, имеют много общего с МКК в умеренных широтах. Сходной является эволюция вертикальных профилей дивергенции и вертикальной скорости, большой процент осадков составляют обложные дожди умеренной интенсивности, выпадающие из шлейфа слоистообразной облачности, образующейся в тыловой части комплекса. В нижней части тропосферы в результате испарения осадков также образуется область нисходящих движений. Основное отличие в механизме образования МКК в тропиках от механизма в умеренных широтах состоит в том, что в тропиках хуже мезомасштабная организация конвективных компонентов, меньше уровень упорядоченных мезомасштабных вертикальных движений и поэтому не создается компактного мезомасштабного облачного комплекса как в умеренных широтах. Причина слабой организации МКК в тропиках состоит в меньшей бароклинности крупномасштабного потока и малости силы Кориолиса в низких широтах. Первый фактор не играет столь существенной роли, поскольку в умеренных широтах МКК также образуются в слабом крупномасштабном окружении. Второе обстоятельство является важным, поскольку малый эффект вращения Земли не создает благоприятных условий для формирования мезоциклонической циркуляции в средней тропосфере, которая способствует интенсификации системы.

Механизм образования скоплений кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β и их жизненный цикл сходны с МКК, основное отличие динамики этих скоплений в том, что конвективный элемент в них является преобладающим и роль мезомасштабной конвергенции в средней тропосфере и упорядоченного мезомасштабного подъема воздуха меньше, чем в случае МКК масштаба мезо- α , и ливневых осадков в этих конвективных системах гораздо больше, чем в МКК. Между

скоплениями кучево-дождевых облаков масштаба мезо- β и МКК не существует пространственных разграничений, и в атмосфере часто образуются скопления кучево-дождевых облаков промежуточного масштаба.

Ячейковые мезомасштабные системы кучево-дождевых облаков. Механизм образования этих мезомасштабных систем глубокой конвекции сходен с механизмом образования ячейковых систем мелкой конвекции. Основное отличие состоит в том, что конвекция развивается в большем по мощности слое, поэтому становятся заметными эффекты сжимаемости (изменения плотности с высотой), а также эффекты, связанные с фазовыми переходами влаги в атмосфере. Механизм образования полигональных ячеек обсуждался ранее. Подчеркнем еще раз, что для развития конвекции в дневные и послеполуденные часы над континентами характерно условие $\partial Q/\partial t > 0$, условие постепенного нагревания слоя атмосферы со временем. Оно приводит к формированию квазиполигональных мезомасштабных конвективных ячеек открытого типа с нисходящими движениями в центре и восходящими движениями на периферии. Формирование таких структур возможно даже при наличии умеренных сдвигов ветра, поскольку эффект нестационарности фонового термического состояния сохраняет элемент полигональности, несмотря на воздействие вихревого компонента (вытягивание) в крупномасштабном потоке. Полигональные ячейки определяют места преимущественного развития кучево-дождевых облаков при развитии конвекции в мощном слое. Интенсивные мезомасштабные конвективные течения развиваются в вершинах полигонов, поэтому образование наиболее интенсивной конвекции следует ожидать в этих местах.

Линии шквалов (линии неустойчивости). Линейная структура конвективных течений возникает, как правило, на фоне интенсивных крупномасштабных потоков, в которых имеют место значительные сдвиги скорости ветра в вертикальном и горизонтальном направлениях. Механизм образования предфронтальных линий шквалов тесно связан с мезомасштабной структурой атмосферных фронтов. Отметим, что часто во фронтальной зоне может реализоваться неустойчивость, приводящая к появлению вторичных мезомасштабных циркуляций. К настоящему времени предложено несколько возможных механизмов такого рода неустойчивости: например, симметричная бароклинная неустойчивость и конвективная неустойчивость. Применительно к образованию линии шквалов в умеренных широтах возможность воздействия различных механизмов на образование систем линейной конвекции была рассмотрена в исследованиях S.Koch (1984).

Среди возможных механизмов он отдает предпочтение рекуррентной мезомасштабной циркуляции, которая развивается перед холодным фронтом в нижнем слое тропосферы вследствие более интенсивного нагревания воздуха в безоблачных или малооблачных условиях вдали от фронта, где присутствуют низкие слоистообразные облака. Возникновение поперечной термически прямой циркуляции объясняется возникновением режима естественной конвекции в нижнем слое атмосферы, напоминающего механизм бризовой циркуляции. Следует отметить, что теоретическое рассмотрение механизма такой циркуляции производилось в рамках идеализированной гидростатической модели, ориентированной на решение задачи в атмосферном слое ограниченной мощности. Такое приземное происхождение линии шквалов вызывает некоторое сомнение, поскольку для развития глубокой конвекции необходимы благоприятные условия не только в нижней тропосфере, но и во всей ее толще. Поэтому более естественным представляется механизм образования линий шквалов под действием естественной конвекции во всей толще атмосферы. В работах по численному моделированию движений во фронтальных зонах, выполненных на основе решения негидростатических уравнений с достаточно полным учетом физических процессов, протекающих в атмосфере (Владимиров, 1987), получено, что в условиях бароклинности, характерных для фронтальных зон, а также при наличии условной неустойчивости во фронтальных зонах может реализоваться режим естественной глубокой конвекции, порождающий систему термически прямой мезомасштабной циркуляции с характерными горизонтальными размерами 50–100 км. Образование линии шквалов является частным случаем реализации такого рода конвективной неустойчивости, для которой характерны большой температурный контраст в передней части фронтальной зоны, особенно в нижней части атмосферы, а также высокий уровень влагосодержания воздуха в теплом секторе. Эти обстоятельства приводят к тому, что поперечная мезомасштабная циркуляция приобретает большую интенсивность, в ее восходящей ветви возникают условия, благоприятные для развития глубокой конвекции, а в нисходящей ветви появляются интенсивные нисходящие течения, образующие характерную зону прояснения между линией шквала и облачной системой холодного фронта.

Как и в случае МКК, первоначально слабая поперечная циркуляция, возникающая под действием горизонтальных градиентов плотности в потоке с вертикальным и горизонтальным сдвигами ветра, является спусковым механизмом для образования организованной конвекции. С ее началом возрастает вклад процессов вертикальной неус-

тойчивости. Развитие конвекции и образование теплого ядра в средней тропосфере приводит к усилению конвергенции потоков на этих уровнях, что поддерживает приток тепла и влаги к системе. Вследствие процесса осадкообразования нижний слой атмосферы с течением времени остывает, в нем образуются интенсивные нисходящие движения и отток холодного воздуха, а у поверхности Земли формируется зона повышенного давления. Длительность жизненного цикла зависит от того, насколько долго реализуется поступление теплого и влажного воздуха в переднюю часть линии шквалов. Безусловно, что интенсивный механизм образования осадков приводит к иссушению системы, охлаждению нижней тропосферы и частичному блокированию подтока в систему теплого и влажного воздуха, однако жизнеспособность линии шквалов существенно зависит и от термодинамического состояния воздуха, в направлении которого она перемещается. При смещении линии шквала в область более сухого воздуха она быстро разрушается. Система мезомасштабной циркуляции в целом может оказаться достаточно устойчивой, и при смещении линии неустойчивости вместе с фронтальной системой циклона конвекция может возобновиться на следующий день, если термодинамическое состояние окружения является благоприятным.

Развитие линии шквалов в тропиках отличается от умеренных широт меньшей бароклинностью, но и здесь линии шквалов возникают в результате развития конвекции восточными волнами. Они образуются далеко перед волной в зоне сильных ветров в средней тропосфере. Первоначальное усиление конвергенции потоков в нижней тропосфере и последующее развитие конвекции свидетельствуют о том, что и в тропиках элемент бароклинности может приводить к слабому режиму естественной конвекции, создающему поперечный циркуляционный контур, в восходящей ветви которого создаются предпочтительные условия для развития конвекции. Поскольку степень бароклинности в тропиках ниже, чем в умеренных широтах, уровень линейной организации тропических линий шквалов также существенно ниже, чем в умеренных широтах. В целом внутренняя динамика линий шквалов в тропиках сходна с их динамикой в средних широтах. Основное отличие в том, что перемещение линии шквалов происходит не вследствие трансляции системы в целом, а в результате роста новых кучево-дождевых облаков на переднем крае линии шквалов и их диссипации в тыловой части, что порождает обширные наковальни слоистообразных облаков. Эти наковальни не являются динамически пассивными образованиями, в средней тропосфере в них происходит приток воздушных

масс, а выше этих уровней имеет место мезомасштабный подъем воздуха, поддерживающий существование слоистообразных облаков.

Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β. Линейные структуры кучево-дождевой облачности связаны не только с предфронтальными зонами повышенной бароклинности, но и с механизмом свободной конвекции в однородном по горизонтали потоке или с зонами конвергенции динамического происхождения.

Механизм образования гряд кучево-дождевой облачности в результате развития конвективной неустойчивости в потоке с вертикальным сдвигом ветра не отличается от механизма образования гряд кучевой облачности, рассмотренного ранее, поэтому остановимся на отдельных особенностях, присущих грядам кучево-дождевых облаков, которые могут появиться в связи с тем, что конвекция развивается в мощном слое. В воздушном потоке с вертикальным сдвигом конвективные элементы вытягиваются вдоль вектора сдвига ветра. В случае мелкой конвекции поворот ветра с высотой бывает, как правило, незначительным, поэтому вектор сдвига и гряды кучевых облаков ориентируются по ветру. При развитии конвекции в мощном слое часто наблюдается заметный поворот ветра с высотой и направление вектора сдвига в конвективном слое существенно отличается от среднего направления ветра в нем. Гряды кучево-дождевых облаков ориентируются в этом случае вдоль направления сдвига ветра так, как это показано на рис. 15.

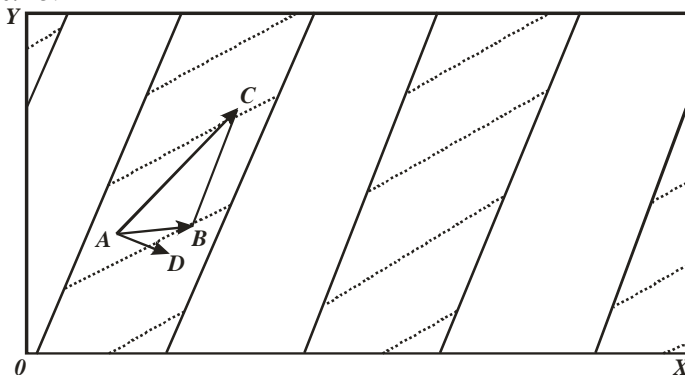


Рис. 15. Схема расположения гряд конвективной облачности в воздушном потоке (меняющем направление с высотой). Участки восходящих движений заштрихованы. AB — вектор ветра на нижней границе конвективного слоя, AC — вектор ветра на верхней границе, BC — вектор сдвига ветра (параллельно ориентируются гряды конвективных облаков), AD — вектор смещения гряд

Особенность динамики гряд кучево-дождевой облачности состоит в данном случае в том, что они перемещаются в направлении, перпендикулярном вектору сдвига со скоростью, равной нормальному (по отношению к облачной полосе или гряде) компоненту скорости ветра (вектор AD).

Второй механизм образования гряд кучево-дождевой облачности состоит в усилении зон конвергенции динамического происхождения. Такие зоны в пограничном слое атмосферы генерируются предшествующими системами циркуляции. Известной является зона конвергенции, образующаяся на фронте порывистости при оттоке воздушных масс в нижнем слое атмосферы от крупного скопления кучево-дождевых облаков. Массы теплого и влажного воздуха, сталкивающиеся с оттекающей массой холодного воздуха, образуют конвергенцию тепла и влаги вдоль узкой зоны фронта порывистости, начинается бурное развитие мезомасштабной конвективной системы с квазилинейной геометрией. Интенсивность образующихся уединенных зон конвергенции бывает недостаточной для возникновения на них мощной конвекции, такие зоны прослеживаются в поле ветра с помощью доплеровских радиолокаторов. При столкновении двух зон конвергенции, сгенерированных различными существовавшими ранее атмосферными возмущениями, происходит бурное развитие конвекции в зоне их слияния и появляется мезомасштабная конвективная система квазилинейной формы.

2.4. Анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции

Рассмотрим вопросы обнаружения и сверхкраткосрочного прогнозирования мезомасштабных конвективных систем с использованием современных средств наблюдений, дающих информацию об их структуре и эволюции. Средствами обнаружения мезомасштабных конвективных систем являются наблюдения за облачным покровом со спутников и радиолокаторов, поскольку только они обладают достаточным пространственно-временным разрешением для точной локализации этих систем в пространстве и времени. Для этой цели применимы снимки с геостационарных и полярно-орбитальных спутников, имеющие высокое пространственное разрешение и являющиеся средством детального анализа полей облачности. Данные радиозондирования в свободной атмосфере даже в районах наиболее плотной сети станций не обеспечивают необходимого разрешения. Помощь в анализе мезомасштабных конвективных систем могут оказать поля влажно-

сти, полученные с геостационарных спутников, характеризующие степень увлажнения верхней и средней тропосферы, а также данные дистанционных измерений интегрального влагосодержания атмосферы со спутников, которые совместно с данными радиозондирования характеризуют потенциал влаги в атмосфере, важный для развития конвекции. Последний тип информации важен при наличии системы обработки данных дистанционного зондирования и усвоения их в схемах мезомасштабного объективного анализа на сетках с характерными горизонтальными размерами 50 км.

Анализ и прогноз мезомасштабных конвективных систем зависит от имеющегося в распоряжении прогнозиста диагностического и прогностического материала и форм его представления. Поскольку технология различна в прогностических центрах, рассмотрим основные принципы мезомасштабного анализа и прогноза конвективных систем при условии, что в распоряжении синоптика имеются данные из крупного метеорологического центра, более детальные анализы у поверхности Земли, а также изображения облачного покрова в видимом и инфракрасном участках спектра и радиолокационные наблюдения. При анализе мезомасштабных конвективных систем на первом этапе следует рассмотреть эволюцию крупномасштабных облачных систем, зоны радиозха за последние 6–12 ч и идентифицировать приближение фронтальной зоны, попадание в зону стационарного фронтального раздела и др., определить возможность появления синоптической ситуации, в которой следует ожидать развития интенсивной конвекции. Если такая ситуация имеется, целесообразно произвести более детальный мезомасштабный анализ последней фактической информации спутниковых, радиолокационных и других оперативных данных. Внимание следует уделить взаимосвязи скоплений облачности с мезомасштабными гребнями, ложбинами или слабыми зонами конвергенции. Непрерывные в пространстве данные об облачности и зоне радиозха позволяют обнаружить детали в мезомасштабной структуре метеорологических полей, которые могут ускользнуть из поля зрения прогнозиста, если не привлекать дополнительно эти виды наблюдений. Выделение мезомасштабных зон конвергенции, депрессий и связанных с ними очагов облачности завершает второй этап анализа, на котором определяются похожие на конвекцию объекты. Процедура сверхкраткосрочного прогноза идентифицированных мезомасштабных возмущений состоит из анализа эволюции и перемещения системы на предыдущем отрезке времени (порядка 1–2 ч) и экстраполяции ее на следующие 1–2 ч. Во многих прогностических центрах такие процедуры формальной экстраполяции автоматизированы и прогнозист полу-

чает на экране дисплея ожидаемое положение облачного массива (зоны осадков), на основе которого формулирует сверхкраткосрочный прогноз погоды.

Для прогнозирования МКК можно рекомендовать следующие эмпирические правила. После образования он имеет тенденцию двигаться со средним потоком в слое 700–500 гПа, поэтому по фактическим или прогностическим высотным картам необходимо рассчитать среднюю скорость и направление воздушного потока в этом слое и использовать ее для прогнозирования будущего положения МКК. Для оценки эволюции МКК целесообразно использовать данные об изменении температуры верхней границы облаков и радиоэха. При интерпретации космических изображений следует помнить, что осадки у Земли начинаются при температуре верхней границы облаков приблизительно -32°C , если обнаруживается тенденция понижения температуры верхней границы облаков и одновременно увеличивается радиоэхо в средней тропосфере, следует ожидать увеличения интенсивности осадков в ближайшие 2–4 ч и расширения их по площади. При росте температуры верхней границы облаков и увеличении ее термической неоднородности в последующие часы ожидается ослабление осадков. Максимальная интенсивность осадков достигается на ранней стадии быстрого увеличения МКК по размеру, после чего начинается устойчивый спад их интенсивности и они приобретают обложной характер.

Можно рекомендовать ряд эмпирических правил, которые отражают элементы нелинейного поведения системы в определенных ситуациях. Например, на стадии развития мезомасштабных конвективных комплексов сближение друг с другом очагов интенсивного радиоэха свидетельствует о том, что в дальнейшем следует ожидать усиления активности МКК. Напротив, разделение крупного массива с интенсивной зоной радиоэха на ряд более мелких элементов и их дрейф друг от друга свидетельствуют о начале диссипации МКК. Признаком зарождения линии шквалов в умеренных широтах может служить появление узкой и длинной цепочки конвективных облаков, отделенной от облачной системы холодного фронта безоблачной зоной шириной около 100 км. В тропиках таким признаком служит появление вытянутой зоны с наибольшим развитием конвективных облаков в передней части восточной волны. На стадии развитого МКК или линии шквалов прогностическое значение имеет отслеживание фронта порывистости, так как на нем возможно новое развитие мощной конвекции.

Обострение зоны конвергенции потоков на периферии МКК или линии шквалов, обнаруженное на приземной карте погоды, может служить признаком развития на ней гряды кучево-дождевых облаков.

Гряды кучево-дождевой облачности, возникающие вдоль линий конвергенции динамического происхождения, можно прогнозировать при наличии наблюдений за структурой ветра с помощью доплеровских радиолокаторов, обеспечивающих идентификацию зон конвергенции шириной более 100 м и прослеживание их перемещения. Основное преимущество доплеровских измерений состоит в том, что зоны конвергенции в поле ветра обнаруживаются несколько раньше, чем в поле облачности, а это увеличивает заблаговременность прогнозирования. На более поздней стадии развития зон конвергенции полезны спутниковые снимки высокого разрешения и радиолокационные данные, так как с их помощью можно выделить зоны преимущественного развития конвективных облаков.

Опыт сверхкраткосрочного прогнозирования конвективных облаков в зонах конвергенции масштаба мезо- β позволяет сформулировать следующие прогностические признаки. Наиболее вероятного усиления конвекции и быстрого роста кучево-дождевых облаков следует ожидать при столкновении двух зон конвергенции. В этом случае усиление конвекции происходит в 70% случаев, радиоэхо достигает 30 дБ уже через 25 мин после столкновения зон конвергенции. Оценив по последовательным радиолокационным и спутниковым измерениям смещение соседних мезомасштабных зон конвергенции, можно определить район и время их столкновения и спрогнозировать место и время развития интенсивной конвекции, помня, что радиоотражаемость 30 дБ достигается через 20–30 мин после столкновения зон конвергенции. Обострения зоны конвергенции и развития на ней кучево-дождевых облаков следует ожидать при ее смещении в район более влажного и неустойчиво стратифицированного воздуха. По данным радиозондирования и дистанционным измерениям температуры и влажности со спутников следует оценить степень неустойчивости и влагосодержания атмосферы в районе, куда смещается зона конвергенции. При наличии там условий, благоприятных для конвекции, на линии конвергенции могут развиваться кучево-дождевые облака и связанные с ними явления погоды. При обнаружении на радиолокационных изображениях ячейковой структуры в поле радиоэха при сверхкраткосрочном прогнозировании развития конвекции следует исходить из правила, что новые кучево-дождевые облака образуются преимущественно на периферии открытой конвективной ячейки, а наиболее интенсивная конвекция развивается в вершинах полигональных мезомасштабных структур.

Глава 3. МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ЦИРКУЛЯЦИЯХ

В синоптическом анализе доминирует концептуальная модель волнового циклогенеза и фронтогенеза, включающая понятия теплового, холодного фронтов и фронта окклюзии, которая была предложена норвежскими учеными в начале 20-х гг. XX в. Она базировалась на редкой сети наземных наблюдений, не претерпела существенных изменений после организации измерений в свободной атмосфере и наблюдений за облачным покровом со спутников. Новые средства наблюдений подтвердили правильность представления фронтальной моделью крупномасштабной структуры атмосферных возмущений синоптического масштаба в умеренных и высоких широтах. Основные положения качественной модели норвежской школы были подтверждены многочисленными работами по теории устойчивости крупномасштабных атмосферных процессов, показавших доминирующую роль бароклинной неустойчивости в образовании волн, циклонов и антициклонов в умеренных и высоких широтах. Вместе с этим новые средства наблюдений, обладающие высоким разрешением во времени и пространстве (прежде всего спутниковые и радиолокационные наблюдения), позволили обнаружить ряд деталей как в крупномасштабных характеристиках циклонических циркуляций, так и в их внутреннем строении.

Можно выделить два основных класса мезомасштабных движений, которые раньше ускользали из поля зрения метеорологов в связи с отсутствием адекватной системы наблюдений: вторичные течения на атмосферных фронтах (или во фронтальных зонах) синоптического масштаба и мезомасштабные циклонические возмущения, возникающие за пределами основных атмосферных фронтов. Эти типы мезомасштабных движений оказывают существенное влияние на характер погоды (распределение облачности, осадков, ветра), поэтому идентификация таких возмущений на стадии анализа состояния атмосферы, оценка их перемещения и эволюции может повысить качество краткосрочного прогнозирования погоды. Рассмотрим мезомасштабные течения в зоне атмосферных фронтов и мезомасштабные циклонические возмущения, возникающие с полярной стороны от основных фронтальных систем синоптического масштаба.

3.1. Мезомасштабная структура фронтов

Классическое представление о движении вдоль фронтальной поверхности раздела подразумевает упорядоченное крупномасштабное

восхождение, которое порождает однородную облачность и осадки вдоль фронтального раздела. В связи с отличиями в строении облачности и осадков на холодных фронтах вводятся понятия анафронта и катафронта. В последнем случае вместо упорядоченного восхождения теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности предполагается наличие нисходящего скольжения вдоль фронтального раздела на некотором расстоянии за линией фронта у поверхности Земли, которое препятствует распространению теплого воздуха далеко от линии фронта и способствует образованию узкой и мощной по вертикали облачной системы вблизи наземного положения фронта. Эта и другие модификации основной модели фронта не предполагали возможности существования вторичных движений на фоне общего восхождения теплого воздуха вдоль фронтального раздела.

Рассмотрим данные о строении мезомасштабных зон осадков на атмосферных фронтах, современные представления механизма их образования и подходы к анализу и сверхкраткосрочному прогнозу мезомасштабных полос осадков на основе радиолокационных, спутниковых данных.

Общие характеристики мезомасштабной структуры фронтальных систем по данным наблюдений. Данные о мезомасштабном строении фронтальных систем получены на основании совместного анализа результатов радиолокационных измерений и учащенных измерений в свободной атмосфере и у поверхности Земли. Для измерения в свободной атмосфере кроме радиозондирования использовались самолеты-лаборатории. На основании анализа сетевых радиолокационных измерений обнаружено, что осадкам в зоне атмосферных фронтов свойственна полосная структура. Она проявляется в том, что в пределах одной фронтальной зоны имеется несколько участков шириной 30–70 км и длиной в несколько сотен километров, в которых осадки более интенсивны, между ними располагаются зоны шириной 60–120 км, в которых интенсивность осадков незначительная. Морфологические характеристики этих полос различны. Полосная структура характерна для осадков, мезомасштабные полосы осадков наблюдаются в 80% циклонов. Анализ многочисленных ситуаций циклогенеза и фронтогенеза свидетельствует о том, что мезомасштабная структура фронтов наблюдается практически во всем поясе умеренных и высоких широт.

В соответствии с предложенной Р.Нobbs (1982) классификацией в циклонах выделяются следующие основные типы мезомасштабных полос осадков:

- полосы теплого фронта,

- полосы теплового сектора,
- полосы холодного фронта,
- предфронтальные полосы на фронте окклюзии,
- полосы за холодным фронтом.

Эти типы целесообразно дополнить полосами в зоне квазистационарных фронтов большой протяженности, так как им тоже свойственна полосовая структура осадков. Схема расположения мезомасштабных полос осадков в пределах подвижного циклона приведена на рис. 16.

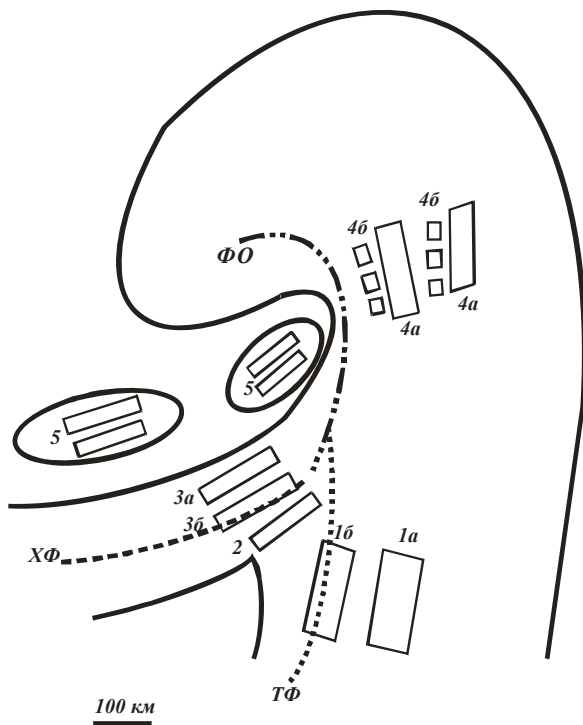


Рис. 16. Схематическое расположение мезомасштабных полос осадков в системе внетропического циклона, цифрами обозначены типы мезомасштабных полос осадков в соответствии с классификацией

Полосы осадков теплового фронта. Полосы осадков на теплом фронте имеют ширину около 50 км, расстояние между соседними полосами составляет около 100 км. Они располагаются перед линией теплового фронта у поверхности Земли, обычно в зоне теплового фронта

наблюдается 1–3 полосы осадков, ориентированных параллельно линии приземного фронта. Характерное время жизни составляет около 8 ч. Полосы перемещаются со скоростью теплового фронта, не совпадающей со скоростью ветра в слое их генерации. Внутренняя структура полос неоднородная, в ней содержатся конвективные неоднородности, дающие интенсивные осадки. В районах генерации конвективных образований скорость восходящих течений достигает 1 м/с. В пространствах между мезомасштабными полосами осадков не выпадает или преобладают осадки малой интенсивности. Мезомасштабные неоднородности в поле течений, создающие полосы осадков, образуются над фронтальным разделом. Одновременные измерения радиоэха и компонентов скорости с помощью двух доплеровских радиолокаторов указывают на существование в зоне теплового фронта (выше фронтального раздела) серии замкнутых циркуляций валикового типа. В восходящих ветвях этих валиковых систем формируется наиболее мощная облачность, дающая интенсивные осадки. Ниже фронтального раздела в зоне выпадения осадков образуются области нисходящих течений и оттока воздуха в нижних слоях тропосферы. Схема распределения воздушных течений, облачности и зон осадков на теплом фронте, полученная на основании измерений с помощью доплеровских радиолокаторов, приведена на рис. 17. Следует обратить внимание на то, что зоны осадков смещены вперед (направление движения фронта) по отношению к зоне максимальных восходящих течений.

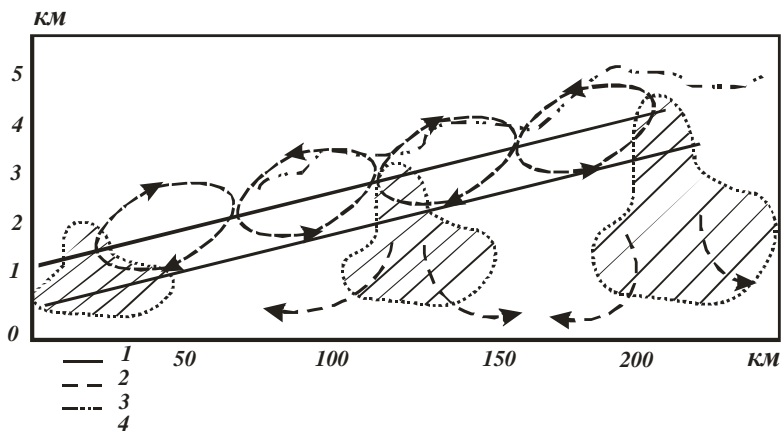


Рис. 17. Схема расположения мезомасштабных полос осадков на теплом фронте: 1 — положение фронтального раздела, 2 — мезомасштабная циркуляция в вертикальной плоскости вдоль фронтального раздела, 3 — верхняя граница радиоэха, 4 — зона осадков

Мезомасштабные неоднородности в поле слоистообразной облачности, образующиеся вдоль теплого фронта, развиваются в слоях повышенного влагосодержания с общим наклоном фронтальной поверхности. По этой же причине области генерации осадков поднимаются на большую высоту по мере удаления от приземной линии фронта. В некоторых случаях осадки, образующиеся в первой (наиболее удаленной от линии фронта) полосе, могут не достигать поверхности Земли, испаряясь в подфронтальном слое сухого воздуха большой мощности. Мезомасштабные полосы осадков располагаются обычно перед теплым фронтом у поверхности Земли (полоса 1а на рис. 16), в отдельных случаях полосы интенсивных осадков могут образовываться в непосредственной близости от линии фронта (полоса 1б на рис. 16). Они отмечаются при образовании резкой зоны конвергенции приземных потоков воздуха в зоне фронта, которая обуславливает интенсивные восходящие течения непосредственно перед теплым фронтом.

Полосы осадков теплого сектора. Полосы осадков в теплом секторе обычно имеют ширину около 50 км. Они ориентируются вдоль линии холодного фронта у поверхности Земли. Морфология и внутренняя структура этих полос может быть различной в зависимости от состояния подстилающей поверхности и характеристик воздушной массы, составляющей теплый сектор циклона. Над холодной подстилающей поверхностью (зимой над континентами) такие полосы, как правило, вообще отсутствуют. Полосы осадков в теплом секторе наблюдаются и вдоль линий шквалов, образующихся в теплый период года над континентами. Даже не интенсивные полосы в теплом секторе имеют черты, сходные с линиями шквалов. Типичной для этих полос является мощная конвекция, которая развивается вдоль переднего (по направлению движения) края полосы в результате конвергенции и подъема массы теплого и влажного воздуха. Скорость восходящих течений на этих участках может достигать нескольких метров в секунду. Основная зона осадков сосредоточена в центральной и тыловой частях облачной полосы. В нижнем слое тропосферы под зоной осадков образуется область нисходящих течений и происходит растекание воздушных потоков у поверхности Земли. Внутренняя структура полос теплого сектора неоднородна. Степень неоднородности зависит от уровня статической неустойчивости воздушной массы в теплом секторе. Типичные характеристики неоднородностей в линиях шквалов были описаны ранее. При менее интенсивной конвекции уменьшаются горизонтальные масштабы неоднородностей и пятнистость осадков.

Полосы холодного фронта. Полосы холодного фронта ориентируются параллельно линии холодного фронта у поверхности Земли

и могут быть подразделены на два типа — полосы шириной 50 км, образующиеся на поверхности фронтального раздела за линией фронта у поверхности Земли (тип 3а на рис. 16); полосы шириной около 5 км, которые совпадают с положением фронта у поверхности Земли (тип 3б на рис. 16).

Схема распределения полос осадков в зоне холодного фронта приведена на рис. 18. В широких полосах скорость восходящих движений выше фронтального раздела достигает нескольких десятков сантиметров в секунду. В мезомасштабной зоне более интенсивных восходящих течений образуются конвективные облака, которые и формируют зону более интенсивных осадков (рис. 18). Следует обратить внимание на то, что в районе образования более мощной облачности наклон фронтальной поверхности увеличивается, а в промежутках между мезомасштабными полосами осадков поверхность фронтального раздела становится более полой.

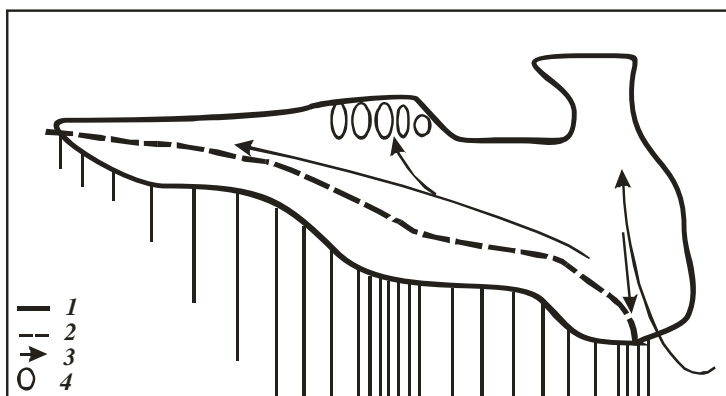


Рис. 18. Схема расположения мезомасштабных полос осадков на холодном фронте: 1 — облачный массив в зоне холодного фронта и мезомасштабные полосы осадков, 2 — холодный фронт, 3 — направление течений в вертикальной плоскости, 4 — затопленная конвекция

Узкая полоса осадков примыкает к линии фронта у поверхности Земли, для нее характерно присутствие сильного мезомасштабного восхождения, скорость которого достигает 1 м/с. Сразу за зоной восходящих течений следует узкая область нисходящих. Узкая полоса осадков перемещается вместе с холодным фронтом у поверхности Земли, для нее характерны непродолжительные, но интенсивные ливневые осадки. Такая полоса состоит из скоплений кучево-дождевых

облаков эллиптической формы, большие оси которых ориентированы под углом примерно 35° к линии фронта. Схематическое расположение этих неоднородностей относительно линии фронта показано на рис. 19. Каждый такой массив занимает площадь $50\text{--}100 \text{ км}^2$ и содержит несколько активных кучево-дождевых облаков. Ширина скопления B составляет 5 км, а длина L — около 20 км, расстояние между соседними скоплениями $D = 5 \text{ км}$. Такая внутренняя структура облаков и осадков на узкой полосе холодного фронта характерна для ситуаций с заметным сдвигом ветра в нижнем слое атмосферы. Оценки показали, что большая ось эллипса ориентируется вдоль вектора сдвига ветра в слое от 500 м до поверхности Земли (отклонения не превышают 6°). Облачные скопления движутся со скоростью холодного фронта, но в то же время имеют составляющую движения вдоль фронта. Скорость этого тангенциального смещения совпадает со средней скоростью компонента ветра в слое от Земли до 500 м, направленного вдоль фронта. Над однородной поверхностью океана такая структура течений сохраняется на протяжении нескольких часов. Приведенные выше характеристики узких полос осадков относятся к ситуациям, когда конвекция является не очень глубокой (область осадков, дающих радиоэхо, не поднимается выше 3 км).

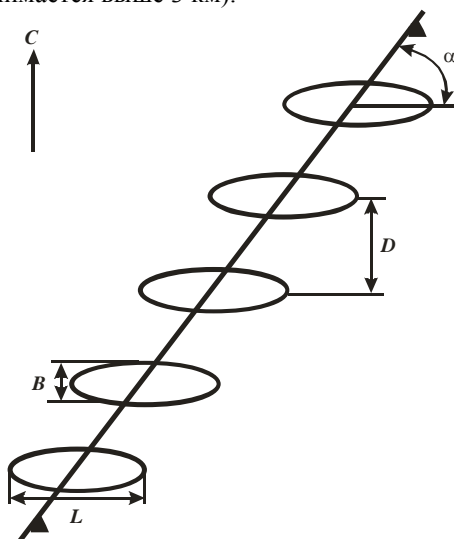


Рис. 19. Схематическое расположение скоплений кучево-дождевых облаков на холодном фронте, α — угол между линией фронта и большой осью скоплений кучево-дождевых облаков

Предфронтальные полосы осадков на фронте окклюзии. В облачной системе, связанной с фронтом окклюзии, выделяются два типа полос осадков: широкая полоса, образующаяся из массива мощной облачности, формирующейся в теплом воздухе перед фронтом окклюзии у поверхности Земли (тип 4а, рис. 16); мелкие, резко очерченные полосы в районе относительно холодного воздуха, следующего за широкой полосой осадков (тип 4б, рис. 16). Широкие полосы осадков являются очень распространенными в системе фронта окклюзии, имеют ширину 50–70 км, длину несколько сотен километров и располагаются в отрогах (языках) теплого и влажного воздуха над фронтальной поверхностью. Структура полос неоднородна, выделяются скопления конвективной облачности размером до 50 км. Скорость восходящих движений в этих скоплениях достигает 1,2–1,5 м/с, а зоны радиоэха — 30 дБ. Полосы осадков вытянуты параллельно сдвигу ветра в облачном слое, где происходит их генерация. Полосы осадков существуют более 12 ч, а крупные скопления облаков, из которых они состоят, прослеживаются в течение 6–8 ч. Конвекция локализуется над устойчиво стратифицированной зоной фронтального раздела, в которой образуются слоистообразные облака. Приземные поля температуры и ветра отделены устойчивым фронтальным слоем от мезомасштабных циркуляций, развивающихся в более высоких слоях атмосферы, и не отражают геометрии зон осадков. Узкие полосы осадков, имеющие иногда волнистую форму, возникают в ядрах холодного воздуха. Облачность верхнего яруса здесь отсутствует, и полосы можно идентифицировать по радиолокационным наблюдениям и спутниковым снимкам облачности. Ширина полос составляет 5–10 км, они соответствуют районам умеренной конвекции.

Полосы осадков за холодным фронтом. Полосы осадков являются результатом образования гряд кучево-дождевых облаков в массе холодного воздуха, следующей за холодным фронтом. Конвекция развивается здесь преимущественно в нижней половине тропосферы на фоне крупномасштабных нисходящих движений, облака верхнего яруса отсутствуют и мезомасштабная грядовая структура облаков легко обнаруживается не только с помощью радиолокаторов, но и на снимках облачности со спутников. Из этих облачных гряд выпадают кратковременные, но интенсивные ливневые осадки. Зафронтальные полосы ориентируются параллельно холодному фронту или под некоторым углом к нему, они неоднородны по своей структуре и состоят из серии скоплений кучево-дождевых облаков размером до 5 км. Интенсивность циркуляции в этих мезомасштабных системах и сам факт их образования существенно зависят от состояния подстилающей по-

верхности. Наиболее благоприятные условия для их образования возникают при переносе холодной воздушной массы над теплой и влажной подстилающей поверхностью. Такие условия характерны для зимы над поверхностью океана и для теплого времени года над континентами.

Полосы осадков в зоне квазистационарных фронтов. Мезомасштабная структура облаков и осадков свойственна не только системам подвижных циклонов, но и квазистационарным атмосферным фронтам, особенно в теплую половину года. Мезомасштабные полосы осадков образуются преимущественно с теплой стороны фронтального раздела, они имеют длину до 1000 км и ширину до 100 км. Как правило, такие полосы состоят из скоплений кучево-дождевых облаков, которые, развиваясь, перемещаются вдоль полосы. Чаще всего стационарные фронты ориентируются с юго-запада на северо-восток (в Северном полушарии), поэтому скопления облачности генерируются с юго-западной стороны облачной полосы, где имеется подток теплого и влажного воздуха в нижних слоях атмосферы, и диссипируют на северо-восточной периферии полосы. Полосы ориентируются параллельно сдвигу ветра в конвективном слое и имеют тенденцию отдаляться от стационарного фронта (к юго-востоку при ориентации последнего с юго-запада на северо-восток). Характерное время жизни облачной полосы может превышать 10 ч, а характерное время жизни мезомасштабных скоплений внутри полосы составляет несколько часов. По своей структуре мезомасштабные полосы облаков и осадков на стационарном фронте близки к полосам в теплом секторе циклона. Их отличительная особенность состоит в большой протяженности, что связано со структурой квазистационарных фронтов.

Таким образом, анализируя синоптические условия образования мезомасштабных полос осадков в атмосфере и фактические данные об их структуре, можно констатировать следующее. Мезомасштабные полосы образуются преимущественно в зонах повышенной бароклинности и гидростатической неустойчивости атмосферы, в их структуре почти всегда присутствует элемент конвекции, порождающий неоднородность осадков в пределах мезомасштабной полосы. Эти особенности мезомасштабных систем осадков важны для понимания механизма их образования.

3.2. Механизм образования мезомасштабных полос осадков

Мезомасштабные полосы осадков могут быть следствием реализации различных типов неустойчивости в атмосфере: неустойчиво-

сти слоя Экмана; гравитационных волн, генерируемых на фронте; естественной конвекции, которая по своему характеру может быть разбита на два предельных случая — конвекция за счет горизонтальных градиентов плотности температуры в нейтрально или устойчиво стратифицированном по вертикали слое и конвекция в горизонтально-однородном слое за счет отрицательного вертикального градиента плотности (потенциальной температуры). Полосы могут возникнуть и в результате суперпозиции различных типов неустойчивости. Все перечисленные выше механизмы гидродинамической неустойчивости предлагались различными авторами для объяснения механизма образования мезомасштабных полос осадков. Наиболее обоснованным объяснением механизма образования мезомасштабных полос в зоне фронтов является неустойчивость типа естественной конвекции, частным случаем которой является бароклиническая неустойчивость, если движения рассматриваются в приближении невязкой (идеальной) жидкости. В пользу конвективного механизма образования мезомасштабных фронтальных полос свидетельствует рекуррентная система течений, которая, правда, документирована к настоящему времени лишь отдельными случаями прямых детальных измерений трехмерной структуры воздушных течений во фронтальных зонах. Признаком конвективного механизма образования мезомасштабных полос является их ориентация параллельно вектору сдвига ветра в слое, где развивается облачность, генерирующая осадки. Ориентация вихревых систем с геликальной структурой циркуляции вдоль вектора сдвига ветра в конвективном слое также является типичным признаком реализации неустойчивости конвективного типа. И наконец, наличие во всех мезомасштабных полосах конвективных элементов свидетельствует о том, что конвекция играет ведущую роль.

Механизм образования мезомасштабных структур в зоне атмосферных фронтов будет рассмотрен с позиций естественной конвекции (бароклинической неустойчивости). Для понимания проблемы целесообразно кратко рассмотреть иерархию движений от планетарного до мезомасштаба с единых позиций естественной конвекции. Для Земли типична ситуация, когда атмосфера в экваториальной зоне имеет более высокую температуру, чем в полярных областях. Хотя определенные неоднородности подстилающей поверхности Земли, являющейся основным источником энергии для атмосферы имеются, но неоднородности планетарного масштаба, которые смогли бы создать резкие термические различия в значительной толще атмосферы, отсутствуют. Иными словами, подстилающая поверхность как таковая не генерирует планетарных фронтальных зон, охватывающих всю толщу

тропосферы и нижней стратосферы. Однако в условиях более высокого нагрева атмосферы от подстилающей поверхности в низких широтах, чем в высоких, на некотором этапе достигается критический горизонтальный градиент плотности (температуры), при котором силы вязкости не в состоянии поддерживать систему в прежнем состоянии, что приводит к возникновению естественной конвекции, т.е. к перемещению воздуха порциями. Основная задача конвекции состоит в том, чтобы выровнять горизонтальный градиент плотности (в случае планетарного масштаба в среднем по всем долготам полушария). При этом могут создаваться большие локальные неоднородности, которые и составляют планетарные фронтальные зоны. При небольших горизонтальных градиентах температуры во вращающейся среде в результате потери устойчивости образуется система чередующихся вихрей с горизонтальными осями, которые вытянуты в направлении вращения и образуют систему вихревых колец, обеспечивающих конвективное перемешивание в меридиональном направлении. Этот тип неустойчивости при рассмотрении невязкой жидкости получил название симметричной неустойчивости. В атмосфере Земли в планетарном масштабе он реализуется (климатически) в виде ячейки Хэдли в экваториальных широтах.

С ростом горизонтальных градиентов температуры ламинарный режим симметричной неустойчивости (или валиковой конвекции) сменяется зависящим от времени осциллирующим режимом движений, который обеспечивает более эффективное горизонтальное перемешивание и наблюдается в атмосфере Земли. Так же, как и в случае ламинарной конвекции, в процессе перемешивания создаются локальные зоны больших градиентов температуры, которые в условиях квазигеострофического баланса на вращающейся Земле приводят к росту скорости ветра. Однако в режиме зависящих от времени движений эти фронтальные зоны мигрируют, разрушаются и появляются вновь. Большие локальные с планетарной точки зрения градиенты температуры во фронтальной зоне являются генератором следующего более мелкого звена естественной конвекции, которое так же, как движение планетарного масштаба, стремится выровнять плотность (температуру) поперек фронтальной зоны, но создает при этом мезомасштабные неоднородности. Такой подход к объяснению механизма образования мезомасштабных полос во фронтальных зонах используется в большинстве теоретических работ, посвященных этой проблеме. Можно выделить несколько типов используемых моделей: гидростатические невязкие, негидростатические невязкие, приводящие к задаче барок-

линной неустойчивости, и более полные негидростатические вязкие модели, приводящие к задаче естественной конвекции.

Синтезируем здесь основные качественные выводы, полученные в результате аналитических решений линейных задач и численного решения нелинейных задач с более полным физическим содержанием. Отметим предварительно некоторые ограничения, которые присущи всем выполненным до настоящего времени аналитическим и численным исследованиям. Первое состоит в двумерной постановке задачи, т. е. изменения всех переменных вдоль фронтальной зоны игнорируются, таким образом, априорно задается валиковая система течений, условия реализации которой и исследуются. На самом деле симметричная неустойчивость (валиковая форма конвекции) предусматривает ламинарный режим течений, который при определенном критическом значении внешних параметров сменяется осциллирующим трехмерным режимом. Реализация его во фронтальной зоне должна привести к появлению перемещающихся мезомасштабных ложбин и гребней в пределах крупномасштабной фронтальной зоны, часто наблюдается в реальной атмосфере. Второе общее ограничение состоит в том, что локализация решений на боковых границах рассматриваемой двумерной области производится заданием условий периодичности или симметрии, рассматриваются движения в неограниченном по горизонтали канале, в то время как фронтальные зоны в атмосфере имеют вполне конечные поперечные размеры. Это не дает возможности получить конечное число валиковых систем и оценить эффекты ограниченности размеров фронтальной зоны и размеры возникающих в ней вторичных циркуляций. Результаты аналитического и численного моделирования позволяют лишь качественно понять механизм образования мезомасштабных полос осадков во фронтальных зонах.

При линейной постановке задачи устойчивости потока, невозмущенное состояние которого характеризуется условиями постоянства горизонтальных и вертикальных градиентов температуры $\partial\Theta/\partial z = \text{const}$, $\partial\Theta/\partial x = \text{const}$, а также выполнением соотношения термического ветра $f(\partial v/\partial z) = (g/\Theta) \partial\Theta/\partial x$, она сводится к анализу дисперсионного соотношения, правая часть которого зависит от параметров невозмущенного крупномасштабного потока и волновых чисел, определяющих размеры вторичных течений, возникающих в результате потери устойчивости. В зависимости от формулировки задачи и принятого порядка масштабирования состояние невозмущенного потока можно охарактеризовать следующими безразмерными параметрами: числом Ричардсона (Ri) и числом Россби (Ro) при рассмотрении невязкой жидкости; числом Рэлея (Ra), числом Тейлора (Ta) и числом Рейнольдса (Re) при

рассмотрении вязкой жидкости (прил. 1). На основе анализа дисперсионного соотношения можно получить критические значения указанных выше безразмерных параметров, при которых начинается рост возмущений с той или иной длиной волны. Возмущения, обладающие максимальной скоростью роста при минимальном значении внешних параметров, определяют преобладающий размер возникающих вторичных течений. В результате такого рода линейного анализа получены важные выводы.

При наличии достаточно большой бароклинности (большого горизонтального градиента температуры) возникновение валиковой системы течений возможно даже при условиях статически устойчивой атмосферы ($\partial\theta/\partial z > 0$), однако валиковые системы течений имеют характерные горизонтальные размеры порядка нескольких сотен километров. С уменьшением устойчивости стратификации преобладают валиковые системы меньшего размера, и при температурной стратификации, близкой к нейтральной, доминирующими становятся возмущения с горизонтальными размерами порядка десятков километров. Этот результат указывает на необходимость существования в атмосфере стратификации, близкой к нейтральной, для реализации во фронтальной зоне валиковых систем наблюдаемых размеров. Можно ожидать, что при менее устойчивой стратификации атмосферы и прочих равных условиях будут возникать валиковые системы течений меньшего горизонтального размера. Следует отметить, что горизонтальные размеры возникающих валиковых систем, а также соотношение между размерами ячейки по горизонтали и вертикали (L/h) зависят от характера граничных условий и неизотропности вязкости в горизонтальном и вертикальном направлении. Последний фактор так же, как и в случае конвекции в горизонтально-однородном слое жидкости, может приводить к существенному увеличению значения L/h . Эффекты вращения и горизонтального сдвига ветра оказывают влияние на структуру валиковой естественной конвекции. При отсутствии их в невозмущенном потоке возникающие валиковые системы имеют вертикальную структуру. Под действием вращения и горизонтального сдвига ветра циркуляция в валиках становится наклонной, и система течений приобретает вид, указанный схематически на рис. 20. Такая наклонная система течений приводит к соответствующей деформации температурного поля и образованию относительно холодных и теплых наклонных слоев воздуха, разделенных зонами с повышенными градиентами температуры.

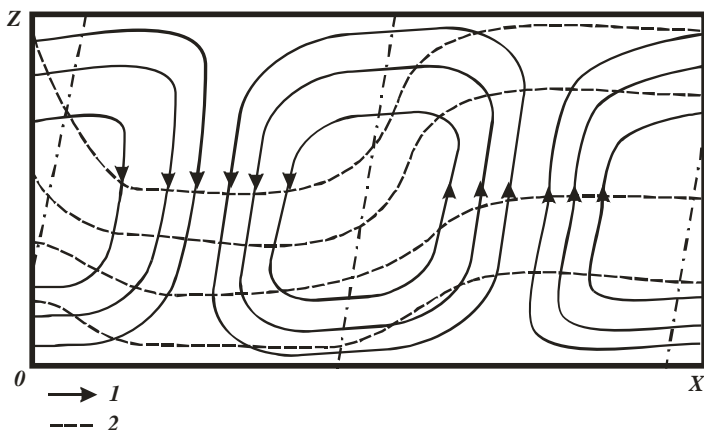


Рис. 20. Схема мезомасштабных течений и деформации температурного поля в зоне атмосферного фронта: 1 — линии тока, 2 — изотермы

Учет влажности так же, как и в случае конвекции в горизонтально-однородных слоях жидкости, действует по двум основным направлениям. Во-первых, условия насыщения воздуха влагой предполагают эффективный рост статической неустойчивости, что в свою очередь приводит к уменьшению горизонтального размера возникающих валиковых течений. Во-вторых, появление внутренних источников и стоков энергии за счет процессов конденсации и испарения понижает критические значения внешних параметров, при которых возникает естественная конвекция, и приводит к асимметрии во внутреннем строении циркуляционных ячеек. Участки восходящих течений становятся более узкими и интенсивными, а участки нисходящих течений — широкими и менее интенсивными.

Результаты численного и аналитического моделирования мезомасштабных валиковых систем позволяют объяснить многие характеристики полос осадков во фронтальных зонах. В условиях насыщения или близких к насыщению, характерных для крупномасштабного подъема воздуха вдоль фронтального раздела, могут реализоваться системы рекуррентных течений с горизонтальными размерами, близкими к наблюдаемым в атмосфере. Наклон циркуляционных контуров и соответствующая деформация полей температуры и влажности хорошо объясняют появление гипербароклинических мезомасштабных зон, или верхних фронтов, которые часто отмечаются в зоне окклюзии.

Система чередующихся восходящих и нисходящих движений, подобная изображенной на рис. 20, может объяснить деформацию

фронтальной поверхности, состоящую в изменении ее наклона (рис. 18). В участках нисходящих течений монотонный подъем фронтальной поверхности замедляется, а в участках восходящих течений фронтальная поверхность несколько приподнимается. В результате появляются области с более пологим и крутым подъемом фронтальной зоны, обозначенным на рис. 18. Асимметрия в интенсивности мезомасштабных восходящих и нисходящих течений, наблюдаемая в зоне атмосферных фронтов, удовлетворительно объясняется механизмом естественной конвекции во влажной атмосфере. Эффекты трехмерности мезомасштабных движений и нестационарности крупномасштабного потока остались за пределами теоретического рассмотрения в связи с громоздкостью решения задач в общей постановке, изложенные выше результаты позволяют понять основные черты механизма образования мезомасштабных полос осадков во фронтальных зонах.

Остановимся кратко на проблеме многомасштабности движений во фронтальных зонах. Результаты наблюдений показывают, что полосы осадков редко бывают однородными и соответствующие им облачные системы состоят, как правило, из ряда скоплений кучево-дождевых облаков, т. е. внутри валиковых систем имеются движения более высокого порядка. Прямого моделирования такого многомасштабного процесса не производилось, исходя из фактических данных о структуре скоплений облачности внутри полос, можно с уверенностью сказать, что их появление вызвано конвективными движениями в результате потери статической устойчивости в восходящих ветвях мезомасштабных двумерных ячеек. Качественно механизм взаимодействия бароклининой и статической неустойчивости можно представить следующим образом. Образование горизонтальных градиентов температуры во фронтальной зоне на фоне небольшой статической устойчивости приводит к реализации бароклининой неустойчивости, которая создает закрученность в виде валиковых мезомасштабных систем течений. В восходящих ветвях двумерных мезомасштабных ячеек создаются области условной статической неустойчивости, в которых реализуется конвекция типа Рэлея–Бенара, обеспечивающая интенсивный вертикальный тепло- и массообмен в облачных полосах и появление трехмерной структуры течений. В результате такой бароклининой и статической неустойчивости осадки в зоне мезомасштабных фронтальных полос приобретают пятнистый характер с максимумами интенсивности в районах образования скоплений конвективных облаков.

3.3. Анализ и прогноз мезомасштабных полос осадков

Для анализа мезомасштабных полос осадков используют радиолокационные наблюдения. Космические снимки облачного покрова и данные наземных наблюдений при наличии густой сети наземных станций дополняют их. Ограниченность в использовании снимков облачного покрова заключается в том, что часто активные участки фронтальных облачных систем, состоящие из кучево-дождевых облаков, покрыты сверху сплошным массивом перистых и слоистообразных облаков и включенная (затопленная) конвекция бывает неразличима на изображениях. Эти трудности отсутствуют при использовании спутниковых данных для идентификации мезомасштабных полос облачности в теплом секторе и зафронтальных гряд кучево-дождевых облаков в холодном воздухе. Привлечение наземной информации об осадках совместно с радиолокационной полезно для идентификации мезомасштабных полос осадков, но лишь в тех случаях, когда мезомасштабные системы течений начинаются в непосредственной близости от поверхности Земли. К ним относятся узкие полосы осадков в зоне холодного фронта у поверхности Земли, зафронтальные полосы в холодном воздухе, а также полосы в теплом секторе. В этих случаях конвергенция воздушных потоков в приземном слое и мезомасштабное распределение поля давления дают информацию о зарождении мезомасштабной полосы осадков. Полосы осадков на фронтах, генерируемые мезомасштабными циркуляциями выше поверхности фронтального раздела, не имеют прямой связи с распределением метеорологических элементов у поверхности Земли. В этих случаях более целесообразна связь полос осадков с характеристиками воздушного потока в средней тропосфере (700–500 гПа).

Процедура анализа мезомасштабных полос осадков состоит в идентификации их по радиолокационным данным, которые дают представление о трехмерном распределении радиоэха и кроме плоской картины распределения осадков у поверхности Земли показывают высоту верхней границы радиоэха, т. е. толщину слоя осаждающихся гидрометеоров. Для оценки положения зоны осадков в системе циклона (фронта) необходимо привлекать снимки облачного покрова, а также синоптические и высотные карты. Положение зоны осадков в облачной системе и относительно линии фронта у поверхности Земли позволяет отнести ее к одному из шести типов и выявить связь с системами циркуляции, достигающими земной поверхности или располагающимися выше поверхности фронтального раздела. Если полосы осадков находятся перед фронтом окклюзии, теплым фронтом у

поверхности или за холодным фронтом (рис. 16, тип 1, 3а, 4), то они не имеют прямой связи с мезомасштабными циркуляциями у земной поверхности, а характеризуются состоянием атмосферы в слое 700–500 гПа. Для прогнозирования следует пользоваться информацией о состоянии средней тропосферы. Если полоса относится к типам 2, 3б, 5 или 6, то для оценки дальнейшей эволюции системы необходимо знание состояния нижней тропосферы от поверхности Земли до 700 гПа.

Время жизни мезомасштабных полос осадков составляет 8–12 ч, поэтому возможно только сверхкраткосрочное прогнозирование на срок 3–6 ч, для чего используются процедуры экстраполяции. На основе радиолокационных наблюдений в предшествующие 1–3 ч определяются направление и скорость перемещения полосы осадков, которая экстраполируется на следующие 2–3 ч. Параллельно оценивается эволюция осадков за последние 1–2 ч (усиление или ослабление осадков) и их тенденции учитывается при прогнозировании осадков на следующие 2–3 ч. Приведенная заблаговременность прогноза полос осадков экстраполяционным методом является минимальной и ориентировочной. Возможность применения экстраполяционных процедур возрастает для широких полос с менее выраженным конвективным компонентом. В случае узких полос осадков, генерируемых кучево-дождевыми облаками, экстраполяционные процедуры нецелесообразно применять для прогноза осадков на срок не более 3 ч. В случае широких полос осадков с относительно малым процентом в них кучево-дождевых облаков заблаговременность экстраполяционного прогноза может быть увеличена до 6 ч.

Мезомасштабные полосы осадков перемещаются вместе с синоптической системой, а не со скоростью воздушного потока в том или ином слое, поэтому данные о скорости и направлении ветра имеют ограниченное значение для прогнозирования перемещения таких мезомасштабных систем. Отдельные скопления кучево-дождевых облаков в облачной полосе имеют тенденцию двигаться со средней скоростью воздушного потока в слое их генерации, поэтому для краткосрочного прогнозирования областей интенсивных осадков, связанных с очагами конвекции, можно воспользоваться данными о среднем ветре в том или ином слое. При прогнозировании перемещения зон интенсивных осадков в полосах типа 1, 2, 3а, 4 и 6 необходимо использовать средний ветер в слое 700–500 гПа, а при прогнозировании очагов осадков в полосах типа 3б и 5 — 850–700 гПа. При оценке ожидаемой эволюции полос осадков типа 2, 3б, 5 и 6 целесообразно привлекать результаты приземного мезомасштабного анализа, так как появление зон конвергенции, падения давления у поверхности Земли свидетель-

ствуют о зарождении мезомасштабной циркуляции в атмосфере. Во всех случаях полезен анализ эволюции облачного покрова по космическим снимкам облачности со спутников, так как тенденция к понижению температуры верхней границы облаков и росту их верхней границы свидетельствует об увеличении мощности облаков и вероятности выпадения осадков. Разрушение компактного массива высоких облаков является признаком ослабления интенсивности мезомасштабной системы и указывает на возможность последующего ослабления интенсивности осадков.

3.4. Нефронтальные мезомасштабные вихри

Мезомасштабными вихрями или нефронтальными мезомасштабными вихрями называют циклонические циркуляции в умеренных и высоких широтах с горизонтальными размерами 100–500 км, которые зарождаются и существуют вне связи с фронтальными системами синоптического масштаба. Наличие таких систем в атмосфере обнаружено с помощью космических изображений облачного покрова. В метеорологии существует большое количество терминов для обозначения возмущений масштаба мезо- α : их называют облачными запятыми, так как форма облачной системы напоминает этот символ, или вторичными циклонами, потому что они по масштабам и периодичности образования следуют за крупномасштабными вихревыми системами умеренных и высоких широт. Применительно к мезомасштабным циклонам в Тихом океане используется термин «завихренность», в Атлантическом — полярный циклон. Большое количество исследований посвящено мезомасштабным нефронтальным вихрям, образующимся в холодном воздухе зимой над теплыми акваториями океанов в высоких широтах. Сходные по своей природе мезомасштабные вихри образуются и в более низких широтах над теплой морской поверхностью в холодное время года, а также над континентами в летний период года. Приведем далее фактические данные о мезомасштабных вихрях, рассмотрим возможные механизмы их образования и дадим рекомендации по их анализу и прогнозу.

Общая характеристика нефронтальных мезомасштабных вихрей. Мезомасштабные нефронтальные вихри образуются в атмосфере не так часто, как циклоны синоптического масштаба на фронтах, но заслуживают внимания, поскольку с ними связаны резкие ухудшения погоды. На северо-западе Тихого океана 20% штормов связано с мезомасштабными вихрями, развивающимися в холодной воздушной массе. В Атлантическом океане зарегистрировано более 70 нефрон-

тальных мезомасштабных вихрей, скорость ветра в которых превышала 20 м/с. В Южном океане 80% всех случаев циклогенеза связано с мезомасштабными вихрями. Над океанами они образуются в основном в холодное время года. Нефронтальные мезомасштабные вихри отмечаются в зимний период над акваториями Средиземного и Черного морей, летом они наблюдаются над Центральной и Восточной Европой. Горизонтальные размеры мезомасштабных вихрей 100–500 км, в отдельных случаях они достигают 1000 км. Время жизни вихрей составляет 1–2 сут. Их облачные системы различны (малоорганизованные скопления кучево-дождевых облаков, облачная запятая или семейство облачных спиралей, состоящих из конвективных облаков). Примеры облачных систем мезомасштабных вихрей приведены на рис. 21 и 22, а, б.

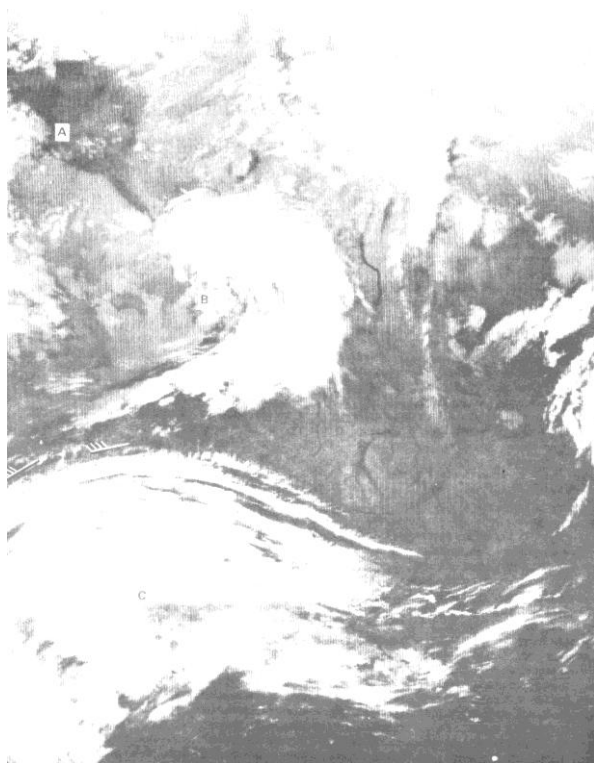


Рис. 21. Мезомасштабное циклоническое возмущение в форме запятой

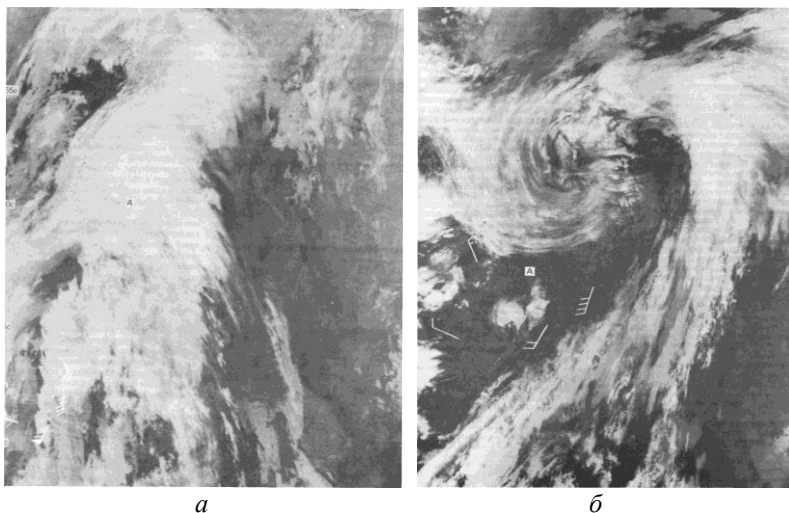


Рис. 22. Два последовательных снимка облачной системы мезомасштабного циклона над Великобританией через 12 ч

Инфракрасный снимок на рис. 21 сделан над севером европейской части России. В верхнем левом углу снимка видно побережье Кольского полуострова (южнее точки А находится г. Мурманск). В районе В хорошо заметен изолированный облачный массив в виде запятой размером около 900 км. У поверхности Земли ему соответствует мезомасштабная ложбина, а на уровнях 700 и 500 гПа — область повышенной завихренности. Южнее мезомасштабного вихря в районе С в поле облачности хорошо выражено волновое возмущение синоптического масштаба. На снимок нанесены данные о ветре на уровне 700 гПа в 0 ч МСВ для иллюстрации потоков в нижней тропосфере. На рис. 22, а приведена облачная система интенсивного мезомасштабного циклона, прошедшего по югу Великобритании. На снимке отсутствует западная часть облачной системы. На юго-западной части снимка нанесены данные о ветре в 5 ч МСВ. По характеру распределения ветра видно, что диаметр циклона составлял около 500 км. Циклон сформировался во второй половине дня, за сутки давление в нем понизилось с 972 до 958 гПа. Сильные ветры отмечались на юго-востоке Англии, где в период с 3 до 5 ч МСВ на некоторых станциях наблюдались порывы более 40 м/с. На фронте (облачная полоса вдоль Гринвичского меридиана) выпадали интенсивные осадки, к 9 ч стали ослабевать. На рис. 22, б представлено распределение облачности в том же районе через 13 ч. Облачная система мезомасштабного циклона слилась к

этому времени с облачной системой синоптического масштаба над Скандинавией (точка А на рис. 21, а), и образовался обширный окклюдированный циклон. Великобритания оказалась в тыловой части этого обширного циклона. Над юго-востоком страны снова образовался мезомасштабный вихрь (к юго-западу от А), но он не имел таких разрушительных последствий, как предыдущий.

Мезомасштабным вихрям соответствуют участки повышенной циклонической завихренности в средней тропосфере и повышенная термическая неустойчивость в нижней тропосфере, возникающая в результате перемещения масс холодного воздуха над теплой подстилающей поверхностью. Статистика о детальной внутренней термической и динамической структуре мезомасштабных вихрей отсутствует, поскольку они наблюдаются чаще всего над океанами, где сеть метеорологических измерений недостаточна для систематического и детального изучения явления. Косвенное суждение о внутренней динамике этих систем можно сделать на основании снимков облачного покрова со спутников. Они свидетельствуют о том, что в мезомасштабных вихрях существенную роль играют конвективные процессы (облачные системы состоят преимущественно из конвективных облаков), хотя баланс между конвективным компонентом и компонентом более крупного масштаба может быть различным. С точки зрения условий погоды у поверхности Земли мезомасштабные вихри всегда характеризуются ливневыми осадками. Большие скорости ветра (более 20 м/с) и интенсивные ливневые осадки, продолжающиеся несколько часов, свойственны интенсивным мезомасштабным вихрям со спиралевидной структурой облачного покрова, напоминающей по внешнему виду облачную систему тропического циклона. Говоря о сходстве и отличиях мезомасштабных вихрей от циклонов синоптического масштаба, можно заключить, что часть таких вихрей, особенно с облачной системой в виде запятой, имеют строение, сходное с фронтальным циклоном, но обладают осевой симметрией, характерной для тропических циклонов.

Механизм образования мезомасштабных нефронтальных вихрей. Объяснить механизм циклогенеза и фронтогенеза можно двумя способами. Первый основывается на том, что вихревые возмущения и фронтальные разделы в них могут явиться результатом статической неустойчивости горизонтально-однородного ($\partial\Theta/\partial x = \partial\Theta/\partial y = 0$) вращающегося слоя жидкости. Второй базируется на принципе реализации бароклинной неустойчивости, возникающей в результате термической горизонтальной неоднородности вращающегося слоя жидкости и приводящей к появлению вихревых возмущений и фронтальных

разделов. Рассмотрим оба механизма вихреобразования. В первом случае в простой постановке задачи для вязкой жидкости система может характеризоваться двумя безразмерными параметрами: числом Рэлея (Ra) и числом Тейлора (Ta), число Прандтля будем считать равным единице. Из линейной теории конвекции во вращающейся жидкости известно, что при небольших числах Ta первыми реализуются конвективные моды. Под действием вращения конвективные ячейки, которые образуются в покоящейся жидкости, вытягиваются и образуют при некоторой комбинации значений Ra и Ta систему вихрей, состоящих из чередующихся спиралей восходящих и нисходящих течений. Такие структуры воспроизводятся в лабораторном и численном моделировании конвективных движений в неустойчиво стратифицированных горизонтально-однородных слоях вращающейся жидкости. Возникающие в процессе конвекции вторичные течения спиралевидной формы порождают термические неоднородности, и на границе восходящих и нисходящих ветвей течений образуются фронтальные разделы в поле температуры, которые отделяют холодный воздух в области нисходящих течений, а теплый в области восходящих течений. Разделы имеют наклон в сторону холодного воздуха, поэтому при движении спиралевидных систем течений вокруг центра завихренности температурный раздел перед зоной восходящих течений можно интерпретировать как теплый фронт, а температурный раздел за зоной восходящих движений (по отношению к ее смещению) трактовать как холодный фронт. Число спиралей, возникающих в вихревой системе, зависит от комбинаций значений Ra и Ta . В условиях атмосферы такой механизм должен привести к образованию осесимметричного вихря с серией спиралевидных облачных полос и безоблачных промежутков между ними. Такие облачные системы можно наблюдать на снимках со спутника. Во втором случае при простой постановке задачи для вязкой жидкости ($Pr = 1$ и $\partial\Theta/\partial z = 0$) система может характеризоваться теми же безразмерными числами Ra и Ta , но в число Рэлея входит не вертикальный, а горизонтальный градиент температуры. Таким образом, задачи отличаются друг от друга лишь ориентацией силы тяжести относительно градиента плотности (температуры). В первом случае сила тяжести направлена против градиента температуры, а во втором — по нормали к нему. При отсутствии вращения в задаче естественной конвекции образовался бы циркуляционный контур в вертикальной плоскости типа бризовой циркуляции, но под действием инерционных сил движения (вращение) приобретают сначала волновой, а затем и вихревой характер. Так же, как и в первом случае, в процессе образования волны, а затем вихря (состоящего, например, из одной спирали восходящих течений и спи-

рали нисходящих течений) на границе между ними формируется температурная фронтальная зона, являющаяся продуктом неустойчивости, как и само вихревое образование. В результате такого механизма неустойчивости в атмосфере возникают и циклонические образования со спиралевидной структурой облачного покрова.

Важен вопрос о том, как в процессе естественной конвекции (бароклинной неустойчивости) отбирается горизонтальный масштаб возникающих возмущений. Существенным является уровень статической устойчивости, при большой устойчивости ($\partial\Theta/\partial z \gg 0$) наибольшей скоростью роста обладают возмущения с горизонтальным масштабом $L > 10^3$ км, а при нейтральной стратификации он может сократиться до $L = 10^2$ км. Поэтому при стратификации атмосферы, близкой к нейтральной, могут образоваться мезомасштабные вихри, подобные приведенному на снимках. В реальной атмосфере на горизонтальных масштабах порядка нескольких сотен километров всегда имеется элемент горизонтальной неоднородности как в поле температуры, так и в поле течений, а элемент статической неустойчивости может присутствовать или отсутствовать. В мезомасштабной области спектра атмосферных движений существует определенная синэргичность между двумя рассмотренными выше типами неустойчивости: области повышенной статической неустойчивости способствуют генерации мезомасштабных бароклинных возмущений и, напротив, горизонтальные неоднородности бароклинного происхождения (чаще всего остатки от ранее существовавших систем) способствуют локализации конвекции в ограниченной области и генерации мезомасштабного вихря. Таким образом, круг происходящих процессов можно считать замкнутым, не принципиально то, с какой его точки начинать отсчет начала жизненного цикла мезомасштабной системы. Важнее, как с теоретической, так и практической точки зрения, что оба механизма неустойчивости приводят к образованию интенсивных вихревых циркуляций. Различные точки зрения на механизм образования мезомасштабных нефронтальных вихрей не противоречат друг другу, сторонники конвективной теории и бароклинной теории придут к единой концепции, включающей оба предельных случая. Деление явлений на бароклинные и конвективные не является точным, в случае систем масштаба мезо- α присутствуют оба типа неустойчивости. Каждый из них может играть доминирующую роль на различных этапах эволюции мезомасштабных вихрей или в различных условиях крупномасштабного потока.

Используя фактические данные, механизм образования и поддержания мезомасштабных вихрей в умеренных и высоких широтах

можно представить следующим образом. За начальное состояние примем ситуацию, когда в системе крупномасштабной циркуляции образуется неоднородность масштаба мезо- α . Это может быть завихренность в свободной атмосфере, сохранившаяся от ранее существовавшего циклона, или мезомасштабное возмущение волнового характера с малой амплитудой, которое не получало развития раньше. Если такое угасающее или не развивающееся возмущение в процессе своего перемещения попадает в район, благоприятный для развития конвекции, то оно способствует ее организации и локализации. Подобная ситуация реализуется, если область повышенной завихренности в холодном воздухе попадает зимой в зону теплого океанического течения или отсеченный высотный циклон проникает далеко к югу над континентом в теплое время года. Локализованная конвекция, обеспечивающая эффективный перенос по вертикали тепла, влаги и момента, приводит к заметному нагреву и увлажнению нижней половины атмосферы. Появляющееся теплое и влажное мезомасштабное образование неизбежно приводит к конвергенции в него потоков в нижней тропосфере, а в условиях вращения усиливается циклоническая завихренность в средней тропосфере. Такой процесс может происходить в однородном крупномасштабном окружении, когда доминирует конвективный процесс, но если он развивается на периферии фронтальной зоны, то в условиях горизонтальной неоднородности полей температуры и влажности в процессе генерации вихря он начинает пополняться с одной стороны теплым и влажным воздухом, а с другой — холодным и сухим, что создает эффект бароклинности. В обоих случаях циклонический вихрь увеличивает свою интенсивность до тех пор, пока не начинается бурный процесс образования осадков, который постепенно приводит к выведению влаги из вихря, охлаждению нижнего слоя тропосферы и оттоку холодных масс воздуха, блокирующих питание вихря теплом и влагой от подстилающей поверхности и окружающего воздуха. Лишенный источника энергии мезомасштабный вихрь разрушается. Интенсивность вихря в период его максимального развития зависит от интенсивности развивающейся в нем конвекции и степени ее локализации, чем больше плотность конвекции и она более развита по вертикали, тем интенсивнее развивается вихревое возмущение. Этим объясняется факт, что сильные ветра и обильные осадки связаны с небольшими по размеру вихрями.

В мезомасштабных вихрях на стадии зрелости прогрессивно возрастает бароклинность, в образование которой вносят вклад процессы упорядоченной конвекции и горизонтального переноса. Отметим, что в соответствии с рассмотренным выше механизмом образова-

ния вихри с облачным покровом в виде запятой следует отнести к системам, в которых доминирующую роль играют процессы бароклинной неустойчивости, а вихревые образования с серией облачных спиралей — к системам, в которых преобладают процессы конвективной неустойчивости.

Анализ и прогноз нефронтальных мезомасштабных вихрей.

Основным средством анализа мезомасштабных вихрей являются космические снимки облачности. Дополнительная информация может быть получена по данным радиолокаторов, если результаты измерений объединяются в композицию, охватывающую большую территорию (комплексная радиолокационная карта). Мезомасштабные вихри хорошо обнаруживаются на изображениях со спутников, поэтому их лучше начать искать с просмотра серии изображений. При анализе последовательных снимков следует обратить внимание на тенденции к росту конвективных облаков и их мезомасштабной локализации. Признаками зарождения мезомасштабного циклона являются:

- скопления кучево-дождевых облаков размером 200–300 км и тенденция к росту конвективных элементов в центре области;

- образование изолированного массива слоистообразных облаков размером 200–300 км с включением в них кучево-дождевой облачности на фоне малооблачного окружения.

Такие облачные образования следует искать в холодных воздушных массах за холодным фронтом. В тех случаях, когда вихревая структура облачности на снимках распознается отчетливо, идентификация мезомасштабных вихрей становится очевидной. После того как скопление облаков (возможность вихреобразования) или мезомасштабный вихрь обнаруживаются, следует обратиться к анализу высотных карт. Наиболее информативными являются карты абсолютной топографии AT_{500} и карты относительной топографии $OT_{500/1000}$, так как первая характеризует степень завихренности в средней тропосфере, а вторая — область расположения очагов тепла и холода в нижнем слое атмосферы. Районы с повышенной завихренностью в очагах холодного воздуха благоприятны для развития организованной конвекции над теплой подстилающей поверхностью. Сопоставление (наложение) снимков облачности на высотные карты позволяет обратить внимание на детали мезомасштаба в распределении давления и температуры, которые при анализе только карт барической топографии могут ускользать из поля зрения прогнозиста. В системе с вихревым облачным образованием (облачная запятая) высотная мезоложина располагается в тыловой части по отношению к сплошному массиву облаков. Обнаружение на космических снимках мезомасштабных вихрей

размером 150–300 км с сильно развитой спиралевидной структурой свидетельствует о том, что в этом районе существует интенсивная циклоническая циркуляция. Снимки со спутников бывают единственным источником информации о возникновении интенсивного вихря в океане, поэтому им уделяется особое внимание. При интерпретации вихревых облачных систем, состоящих из конвективных облаков, следует учитывать, что чем медленнее спирали облачности сходятся к фокусу облачного вихря, тем интенсивнее в нем циркуляция. В предельном случае, как это бывает в случае тропического циклона, облачные спирали превращаются в кольцо.

При прогнозировании перемещения мезомасштабного вихря можно использовать два подхода. Первый из них является чисто экстраполяционным и состоит в том, что по серии снимков облачности за последние 3–6 ч определяются скорость и направление его смещения, которые затем экстраполируются на последующие 6–12 ч. Использование этой процедуры при прогнозировании на более длительные сроки нецелесообразно. Второй подход состоит в применении правила ведущего потока. Так как мезомасштабные циклоны представляют неглубокие образования, данное правило используется, если конфигурация потока не является сложной. Для этой цели применяются прогностические высотные карты и рассчитывается траектория движения вихря в предположении, что он будет двигаться со скоростью воздушного потока на уровне 700 гПа. Оценку эволюции вихря можно произвести по снимкам облачного покрова со спутников и картам, но последние дают достаточное количество информации только над сушей или в прибрежной зоне.

На ИК снимках признаками образования и развития мезомасштабного вихря являются понижение температуры верхней границы облаков, их сплочение и тенденция к формированию спиралевидной структуры, признаками деградации — распад облачной спирали (спиралей) на отдельные части и повышение температуры верхней границы облаков. На синоптических картах признаки углубления и ослабления мезомасштабного вихря такие же, как и для фронтального циклона. Основное внимание при анализе и прогнозе мезомасштабных вихрей следует уделять их возможному взаимодействию с фронтальными системами. Типично сближение облачной запятой с основным холодным фронтом, оно приводит к образованию так называемой внезапной окклюзии. Процесс ее возникновения показан схематически на рис. 24. Предусмотреть возможность такого процесса важно, так как при этом возникает новая активная система.

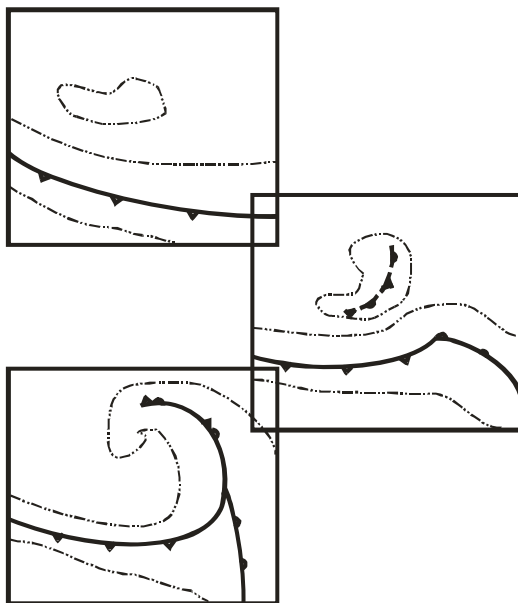


Рис. 23. Схема сближения облачной запятой с системой холодного фронта и образования внезапной окклюзии

Другой тип мезомасштабных вихрей часто образуется над континентами в летнее время года, когда холодный воздух и область повышенной завихренности небольшого размера проникают далеко на юг (в северном полушарии), отсекаются с севера и превращаются в изолированное образование (рис. 24). Облачный вихрь, изображенный на рис. 24, существовал над центральными районами европейской части России несколько дней и был связан с отсеченным высотным циклоном. Центр облачного вихря совпадает с центром циклона на уровнях 700 и 500 гПа. В вихре различается структура облачного покрова: гряды (спирали) на периферийной части и менее упорядоченные скопления кучево-дождевых облаков в центре. На снимок нанесены данные о ветре на уровне 500 гПа в 12 ч МСВ. Облачная система асимметрична на западной и восточной периферии вихря. Сеть наземных станций в районе вихря давала ливневые осадки и грозы, скорость ветра у поверхности Земли превышала 10 м/с. Наибольшее количество осадков – 72 мм за сутки – отмечалось на западной периферии вихря. Характерными признаками вихрей такого типа является их устойчивость во времени и в пространстве. Развивающаяся конвективная облачность образует серию спиралей, которые разрушаются и возникают вновь,

конвекция поддерживает такую вихревую систему в течение нескольких суток, поэтому, несмотря на свою довольно слабую динамику как на высотах, так и у поверхности Земли, она определяет неустойчивый характер погоды в течение длительного периода времени.

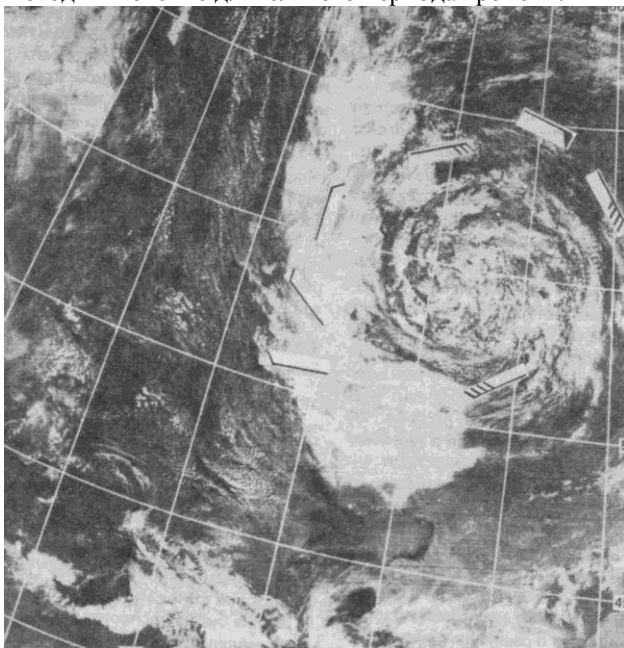


Рис. 24. Пример мезомасштабного изолированного вихря

Циклическая циркуляция выражена в таких вихрях только на высотах, что затрудняет ее распознавание на синоптических картах, а узкие и многочисленные спирали, состоящие из кучево-дождевых облаков, затрудняют традиционный фронтологический анализ такой системы. Поэтому даже при густой сети наземных станций полезно применение спутниковых и радиолокационных наблюдений, по ним легко идентифицировать полосы облаков масштаба мезо- β внутри мезомасштабного вихря, проследить их эволюцию и осуществить сверхкраткосрочное прогнозирование полос осадков с использованием экстраполяционных процедур. При прогнозировании условий погоды в мезомасштабных вихрях следует учитывать, что для них характерны ливневые осадки большой интенсивности, скорость ветра может быть различной, в вихрях с хорошо организованной спиралевидной структурой облаков скорость ветра у поверхности может превышать 20 м/с.

Глава 4. ОРОГРАФИЧЕСКИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ

Орография влияет на атмосферную циркуляцию двояко — механически и термически. Чисто механическое или термическое воздействие встречается в атмосфере редко, механическая деформация воздушного потока приводит к изменению термодинамического состояния воздушного столба, меняется фазовое состояние атмосферной влаги, появляются дополнительные источники и стоки энергии и процесс воздействия рельефа на атмосферу осложняется. Термическое воздействие рельефа трудно отделить от механического, поскольку горизонтальные градиенты плотности (температуры), появляющиеся вследствие нагревания или охлаждения гор по отношению к свободной атмосфере, активизируют циркуляцию в условиях конкретного рельефа и окончательная форма движений зависит также от его механического воздействия. Термины «механически возбужденные системы» и «термически возбужденные системы» идеализированы, но они помогают упростить объяснение процессов, приводящих к образованию того или иного типа мезомасштабных орографических возмущений. Воздействие рельефа на атмосферную циркуляцию проявляется в различных масштабах, рассмотрим орографические возмущения с масштабом 10–100 км.

4.1. Мезомасштабные барьерные эффекты

Горы и возвышенности оказывают заметное влияние на условия погоды, распределение облачности и осадков, даже если под действием рельефа не возникает орографических циркуляций (фенов, горных волн). Воздействие гор проявляется в мезомасштабном распределении осадков, выделяются наветренные и подветренные склоны. Например, с наветренной стороны Каскадных гор (США) годовая сумма осадков в зоне шириной менее 100 км достигает 250–270 см, в то время как с подветренной стороны в зоне шириной 100–150 км она не превышает 15–35 см. Даже незначительные по высоте горы и возвышенности оказывают заметное влияние на мезомасштабное распределение осадков. Интенсивность фронтальных осадков с наветренной стороны гор в Южном Уэльсе (Великобритания), максимальная высота которых 600 м, увеличивается в 3 раза. Барьерные эффекты горных хребтов существуют во всех частях земного шара, в их существовании можно убедиться по характеру растительности на наветренной и подветренной стороне горных хребтов.

Механизм формирования барьерных эффектов. Приведем основные выводы, вытекающие из результатов аналитического и численного моделирования процесса обтекания препятствий и имеющие отношение к формированию мезомасштабных наветренных и подветренных эффектов. Механизм состоит в том, что воздушный поток, достигающий горного хребта, начинает тормозиться в своей нижней части, особенно при устойчивой стратификации воздушной массы. Это приводит к замедлению перемещения атмосферных возмущений перед горным хребтом, наклонная поверхность горного хребта создает вынужденную конвекцию. При простом линейном рассмотрении задачи обтекания вынужденный подъем воздуха на наветренном склоне выражается соотношением $w = u \operatorname{tg} \alpha$, где u — горизонтальный компонент скорости, нормальный к препятствию, α — угол наклона горного хребта. Если определить угол как средний наклон горной системы, то в масштабе 100 км $\operatorname{tg} \alpha = 10^{-2}$, и для упрощенной оценки мезомасштабного орографического возбуждения можно принять, что $w = u \alpha$. Таким образом, в первом приближении интенсивность орографического возбуждения в данном районе пропорциональна скорости набегающего воздушного потока.

Вынужденный подъем воздуха на наветренных склонах усиливает процессы конденсации (сублимации), поэтому вдоль этих склонов увеличивается мощность облаков и возрастает интенсивность осадков. Насыщенность воздуха водяным паром приводит к реализации механизма условной неустойчивости и появлению конвективных движений на наветренных склонах, даже если они отсутствовали в невозмущенном воздушном потоке перед препятствием. Конвективная неустойчивость усиливает эффект общего орографического поднятия воздуха и приводит к выпадению интенсивных и неравномерных по площади осадков. Этот механизм реализуется на всех широтах во все сезоны года. При выпадении жидких осадков он приводит к возникновению паводков, а при выпадении твердых осадков — к катастрофическому росту снежного покрова в горах и сходу снежных лавин. Вследствие конденсации (сублимации) и выпадения осадков горные хребты оказывают тормозящее воздействие на термодинамическое состояние атмосферы, что приводит к внутреннему нагреванию и сухости натекающей воздушной массы. Вершины хребта достигает относительно теплый воздух с низким содержанием влаги, при переваливании его через хребет происходит ускорение воздушного потока и скольжение его вниз по склону. Под действием нисходящих течений воздух удаляется от состояния насыщения и с подветренной стороны резко уменьшается плотность облаков и количество выпадающих

осадков. Идеализированная схема обтекания воздушным потоком горного хребта и типичные условия погоды представлены на рис. 25.

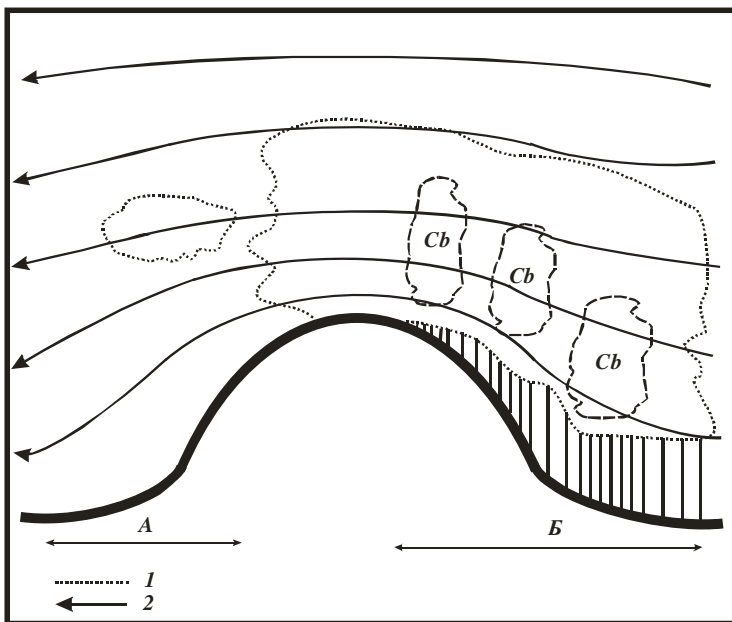


Рис. 25. Схема перетекания воздушного потока через горный хребет: 1 — зоны облачности, 2 — линии тока, А — зона прояснения, Б — зона осадков

Пример влияния горного хребта на распределение облачности с наветренной и подветренной сторон приведен на рис. 26. На снимке отчетливо видны очертания береговой линии континента (точка А). К югу от 47° ю.ш. со стороны Тихого океана на континент натекает облачный массив, восточная граница которого на отрезке от 47 до 50° ю.ш. практически совпадает с линией водораздела. Господствующие вершины достигают высоты 3,5–4 км, и облачность через горный хребет не переваливает. К югу от 50° ю.ш. высота гор убывает — 1,5–2 км, и облачность начинает перетекать через горный хребет.

С подветренной стороны горного хребта в гребнях подветренных волн образуются волнистые облака. Обратим внимание на две особенности в распределении облачного покрова.

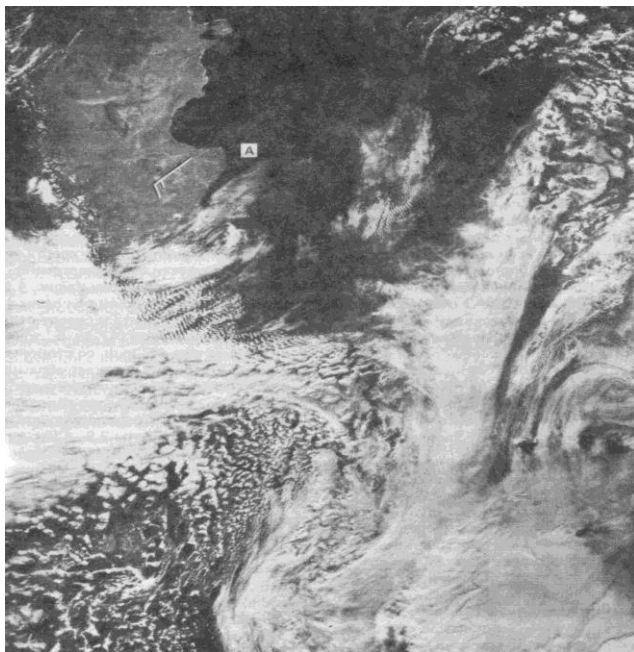


Рис. 26. Влияние горного хребта на распределение облачности

Первая из них состоит в том, что с наветренной стороны гор, на расстоянии 150 км от линии водораздела, облачность становится разреженной, а по мере приближения к горам уплотняется, увеличивается ее яркость на снимке. Уплотнение облачности вдоль наветренных склонов Анд образуется вследствие вынужденного восхождения воздуха вдоль наветренных склонов и усиления процессов конденсации влаги. Вторая особенность состоит в том, что южнее Огненной Земли облачная система претерпевает только незначительную деформацию в результате обтекания этого гористого острова сбоку. Анализ приземных и высотных карт показывает, что такой барьерный эффект и соответствующее ему распределение облачности появились в юго-западном потоке умеренной интенсивности. Скорость ветра на уровне 500 гПа в северной части облачного массива составляла 15 м/с, скорость геострофического ветра на уровне 500 гПа — 25 м/с.

Мезомасштабный анализ и прогноз барьерных эффектов.

Перспективным методом прогнозирования мезомасштабных возмущений в горах и связанных с ними условий погоды является численное

моделирование атмосферных движений с использованием гидростатических и негидростатических мезомасштабных моделей, учитывающих рельеф местности. Экспериментальное использование таких моделей для прогнозирования осадков в горных районах показало их большие потенциальные возможности. Большой объем вычислений, производящийся в таких моделях, требует значительных вычислительных ресурсов, поэтому они редко используются в оперативной практике, но в перспективе найдут широкое применение при мезомасштабном прогнозировании условий погоды в горах. Пользу в мезомасштабном анализе и прогнозе погоды в горной местности могут принести простые диагностические мезомасштабные модели, которые воспроизводят деформацию фиксированного крупномасштабного потока неоднородностями рельефа. В этом случае на ограниченной территории задаются однородный по горизонтали воздушный поток и характеристики рельефа местности и путем численного решения задачи воспроизводится пространственная структура мезомасштабных возмущений, генерируемых рельефом. Такие модели просты для практической реализации и дают количественную информацию о мезомасштабном распределении вертикальных движений, которую можно использовать при краткосрочном прогнозировании зон осадков.

При анализе и прогнозе мезомасштабных барьерных эффектов следует исходить из общих закономерностей обтекания воздушным потоком горных хребтов, описанных выше. С практической точки зрения интерес представляют анализ и прогноз облачности и осадков, поскольку они оказывают существенное воздействие на хозяйственную деятельность человека. Основными средствами мезомасштабного анализа служат данные стандартных наземных наблюдений, измерения со спутников и радиолокаторов. По аэрологическим наблюдениям оценивается ориентация воздушного потока относительно горной системы и определяются наветренные и подветренные склоны. Из высоты и ширины горного массива рассчитывается средний наклон горной системы (угол α), а по картам барической топографии оценивается скорость невозмущенного потока на расстоянии 200 км от горного препятствия на уровнях, находящихся ниже вершины хребта. Если ветер отклоняется от направления нормали к горному хребту на угол λ , то следует определить параметр $V_H = V \cos \lambda$. Значение V_H на нескольких уровнях или среднее значение V_H в слое атмосферы, находящемся между подошвой и гребнем хребта, вместе со значением среднего наклона хребта ($tg \alpha$ или α) можно использовать для ориентировочной оценки вынужденного восхождения воздуха на наветренной стороне хребта с помощью формулы $w = utg \alpha$. При значениях $tg \alpha =$

10^{-2} и $V_H = 5-10$ м/с характерные значения восходящих движений составят 5–10 см/с. Определенные таким образом вертикальные движения не могут претендовать на точность, достаточную для использования их в расчетах облачности и осадков, но могут служить качественным параметром орографического возбуждения набегающего потока.

По снимкам облачности со спутников оценивается состояние облачного покрова, внимательно изучаются динамика передней (по отношению к горному хребту) кромки облаков и высота верхней границы облаков в предшествующие 6–12 ч. По данным о влажности в ближайших пунктах радиозондирования, расположенных с наветренной стороны хребта или имеющихся на высотных картах, оценивается суммарное содержание влаги в слое от поверхности Земли до уровня 500 гПа. Космические снимки облачности и данные о суммарном влагозапасе нижнего слоя атмосферы дают представление о том, насколько начальное состояние благоприятно или неблагоприятно для формирования или существования мощной облачности и осадков в ближайшие несколько часов.

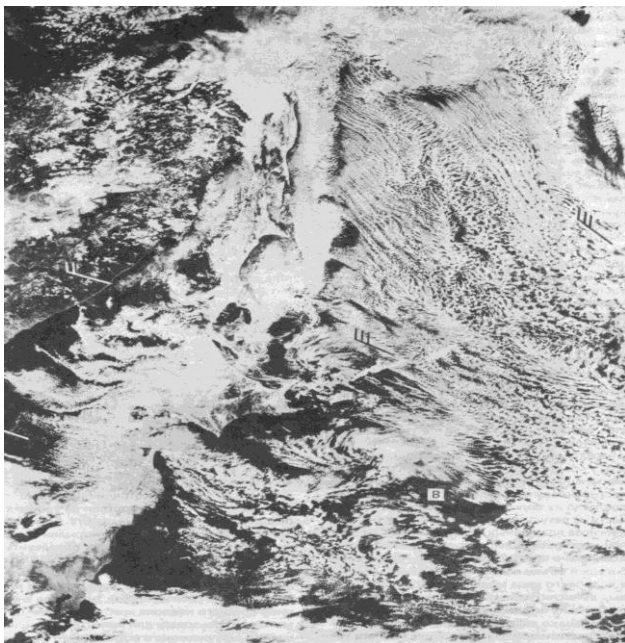


Рис. 27. Барьерный эффект у о. Хоккайдо

При наличии массива плотной облачности и большой суммарной влажности можно ожидать осадки на наветренном склоне горного хребта. При составлении детальных прогнозов необходимо тщательно анализировать ориентацию воздушного потока относительно отдельных хребтов в горной системе, для того чтобы идентифицировать наветренные участки, в которых можно ожидать интенсивную облачность и осадки. Пример ситуации с барьерным эффектом в районе гористых Японских островов приведен на рис. 27.

В верхнем правом углу снимка виден покрытый снегом п-ов Камчатка, от которого к восточной оконечности о. Хоккайдо протянулась цепь Курильских островов. В юго-восточной оконечности о. Хоккайдо видна южная часть свободного от облачности покрытого снегом горного хребта, который пересекает остров с севера на юг, господствующие вершины этого хребта превышают 2 км. Вдоль северной части о. Хонсю с севера на юг до Токийского залива (к северу от точки А) тянется система горных хребтов. Анализ приземной и высотных карт показал, что в нижней половине тропосферы преобладают западные и северо-западные ветры. Данные о ветре на уровне 700 гПа нанесены на снимок. Облака образуются над акваторией Японского моря и, постепенно уплотняясь, достигают с западным потоком побережья о. Хоккайдо и Хонсю. С наветренной стороны горного хребта на о. Хоккайдо они достигают максимальной плотности, а с подветренной (восточной) резко обрываются. Зона малооблачной погоды с подветренной стороны сохраняется не только над сушей, но и над морем на расстоянии 100–150 км от береговой линии. Сквозь понижение между островами Хоккайдо и Хонсю облачность проникает беспрепятственно из Японского моря в Тихий океан. Над о. Хонсю возникает барьерный эффект: облачность уплотняется с наветренной стороны горных хребтов и размывается над восточным побережьем и прибрежной зоной Тихого океана. Так как горы о. Хонсю не образуют единого горного хребта и в целом несколько ниже, чем горы о. Хоккайдо, часть облаков переваливает через них и размывается на некотором расстоянии с подветренной стороны от горной системы. При анализе снимка следует обратить внимание на образование мезомасштабного облачного вихря с подветренной стороны о. Хоккайдо (к северо-западу от точки В). Он представляет собой типичный случай орографического мезомасштабного циклогенеза, возникающего в результате торможения препятствием воздушного потока. В данном случае о. Хоккайдо оказал значительное тормозящее воздействие на поток в нижнем двухкилометровом слое, в то время как в районе пролива Цугару торможение было намного меньше. Это привело к появлению горизонтального

сдвига ветра, в данном случае циклонической завихренности, которая хорошо отражается в структуре облачного покрова. Таким образом, на основе совместного анализа синоптических и спутниковых данных удастся выделить большое количество мезомасштабных деталей в структуре атмосферных течений, появляющихся в результате взаимодействия воздушного потока с горными системами.

4.2. Фёны

Общая характеристика явления. Феном называется нисходящий воздушный поток, образующийся вследствие соскальзывания воздушной массы вдоль наклонной поверхности. Интенсивность фена зависит от особенностей рельефа, стратификации атмосферы и процессов адвекции воздушных масс. Первые подробные исследования фена были проведены в Альпах, откуда название распространилось по всему миру. В некоторых районах земного шара имеются местные названия этого явления, например, в Скалистых горах фен называют чинук, в Аргентинских Андах – зонда, на Черном море и Адриатическом побережье — бора. Классическая форма фена связана с перекачиванием воздушных масс через горный хребет, когда с наветренной стороны происходят подъем воздуха, конденсация водяного пара, образование облачности, доходящей до гребня горного хребта, а с подветренной стороны возникает интенсивный нисходящий поток воздуха, достигающий в предгорьях ураганной силы. Практический интерес к анализу и прогнозу фена объясняется тем, что с ним связаны большие скорости ветра и резкое изменение температуры и влажности. Например, 19 декабря 1933 г. в Гавре, шт. Монтана, США, при внезапном наступлении чинука температура воздуха почти мгновенно изменилась от -23 до -8°C , а в последующие сутки повысилась до $+7^{\circ}\text{C}$. Скорость ветра в течение секунд изменяется от 5 до 40 м/с, в связи с чем возник термин «феновая буря». Одновременно в таких случаях происходит быстрое понижение относительной влажности до 40–50%. Быстрое наступление фена и резкие изменения температуры происходят не всегда, процесс наступления фена может занимать несколько часов. Фен, при котором происходит резкое понижение температуры воздуха, в России называют борой, во Франции — мистралем. Первый термин является в настоящее время наиболее употребительным. При боре наблюдается сильный порывистый ветер до 40 м/с, а в отдельных случаях — до 60 м/с. Температура в течение нескольких часов может опускаться на $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$. Продолжительность фенов колеблется от несколь-

ких часов до 20–30 ч, а горизонтальные размеры составляют от нескольких десятков до 100–200 км.

Следует отметить, что фены наблюдаются не только при переваливании через горный хребет крупномасштабных атмосферных возмущений и воздушных масс, они часто наблюдаются и в условиях антициклонов. В этом случае фены не достигают поверхности Земли и с ними не связаны резкие изменения в поле ветра и температуры, но они оказывают существенное влияние на условия погоды в предгорьях, так как способствуют образованию инверсионных слоев, под которыми образуются обширные зоны низких облаков, туманов и создаются условия, приводящие к значительному загрязнению воздуха. Отличительная особенность таких фенов состоит в их большой продолжительности (неделя и более). Антициклонические фены часто наблюдаются в холодное полугодие в предгорьях Альп, Кавказа и Тянь-Шаня.

Механизм образования фенов. Существуют различные точки зрения относительно причин, порождающих сильные ветры вдоль подветренных склонов гор, изменений температуры при фене и подразделения его на теплые и холодные фены (бору). В настоящее время пришли к точке зрения, что теплые и холодные фены представляют собой генетически одно и то же явление, а наблюдаемые изменения температуры связаны с типом воздушной массы, переваливающей через горный хребет (теплая или холодная), и предшествующей погодой в пункте, испытывающем воздействие фена. Теплые фены, которые наблюдаются чаще в холодный сезон, приносят тепло вследствие того, что приземный слой холодного воздуха вытесняется теплой воздушной массой, переваливающей через горный хребет. Резкое повышение температуры на 10–15°C в течение дня может наблюдаться зимой и над равнинными районами при прохождении теплого фронта. Аналогично холодный фен (бора) наблюдается, как правило, на теплых побережьях (Черноморском, Средиземноморском и др.), когда массы холодного воздуха переваливают через прибрежные горные хребты. Фен в прибрежной точке наблюдений воспринимается как холодный, наличие таких фенов свидетельствует о незначительности фактора динамического нагрева при нисходящем скольжении воздуха вдоль хребта. Таким образом, механизм образования теплых и холодных фенов является одинаковым и его можно рассматривать в едином контексте независимо от локальных изменений температуры, наблюдающихся в зоне действия фена.

Изложим различные точки зрения на природу этого явления. Их можно разделить на два типа. Одни ученые объясняют возникновение фена гидравлическим эффектом, приводящим к образованию

сверхкритического (быстрого) течения в сужающемся канале, другие – волновыми процессами, возникающими в окрестности препятствия при перетекании через него масс воздуха. В обоих подходах при создании моделей используются фактические данные о том, что при образовании фена нижний слой атмосферы бывает более устойчиво стратифицированным, чем вышележащий, а между ними имеется инверсионный слой, который располагается выше гребня препятствия. Наличие инверсии является необходимым условием в гидравлических моделях фена, поскольку инверсионный слой трактуется как верхняя свободная поверхность, подобная поверхности в канале с водой. Схематическое изображение течений в соответствии с гидравлической теорией приведено на рис. 28.

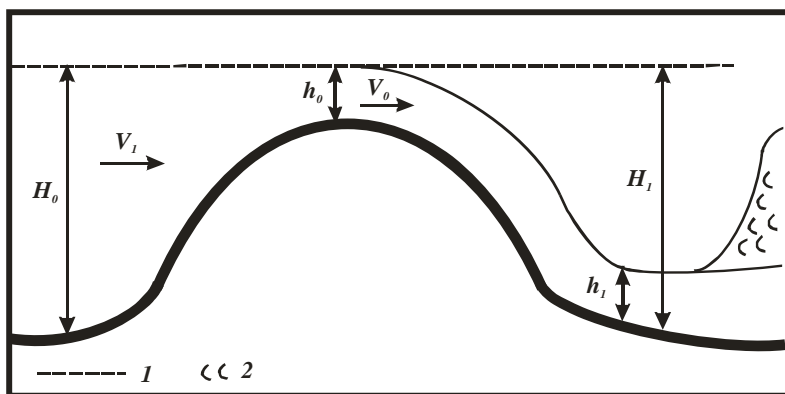


Рис. 28. Схематическое распределение воздушного потока и стратификации атмосферы при фене в соответствии с гидравлической теорией образования: H_0 — толщина подынверсионного слоя с наветренной стороны препятствия, h_0 — высота инверсии над горным хребтом, h_1 — высота инверсии с подветренной стороны хребта, H_1 — гипотетическая высота инверсии с подветренной стороны без учета ее опускания, V_1 — скорость ветра в невозмущенном потоке, V_0 — скорость ветра над хребтом, 1 — инверсия, 2 — область разрушения инверсии

Явление фена объясняется исходя из известного в гидравлике понятия сверхкритического (быстрого) течения, которое возникает при числе Фруда (Fr) больше 1. Применительно к условиям атмосферы эффективное воздействие силы тяжести (в отличие от свободной поверхности воды) приобретает вид $g\Delta\Theta/\Theta_0$, где $\Delta\Theta$ — разница потенци-

альной температуры в рассматриваемом слое, Θ_0 — некоторое стандартное значение потенциальной температуры. Тогда число Фруда можно представить в виде

$$Fr = \frac{V^2}{g \frac{\Delta\Theta}{\Theta_0} L}. \quad (4.1)$$

Используют и формулу

$$Fr^* = (Fr)^{\frac{1}{2}} = \frac{V}{(g \frac{\Delta\Theta}{\Theta_0} L)^{\frac{1}{2}}}. \quad (4.2)$$

В (4.1) и (4.2) под L подразумевается глубина канала, образуемого топографией и инверсионным слоем (H_0 , h_0 , h_l и H_l , рис. 28). Из формул (4.1, 4.2) и рис. 28 видно, что критическая скорость над гребнем хребта (при одинаковой стратификации температуры) становится значительно меньше, чем с наветренной стороны, т.е. возникновение сверхкритического (быстрого) потока здесь гораздо более вероятно, потому что $h_0 < H_0$. Если с подветренной стороны инверсия располагается так, как это указано сплошной линией на рисунке, сечение канала с подветренной стороны препятствия остается узким (h_l), а поднятие и размывание инверсии происходит под действием турбулентного обмена вниз по потоку. В этом случае вдоль наклонного узкого канала сила тяжести еще более ускоряет поток, в результате чего и образуется интенсивный фен. Слабость гидравлической теории состоит в том, что опускание инверсии на подветренном склоне не очевидно, особенно если перетекающий через гребень воздух не является более холодным (плотным), чем воздух, находившийся ранее с подветренной стороны препятствия. Инверсия может остаться, например, на прежней высоте, как это показано пунктиром на рис. 28, тогда глубина канала вниз по склону будет увеличиваться и сверхкритическое течение сменится на некотором расстоянии от гребня на докритическое. Гидравлическая теория фена подходит для объяснения механизма холодного фена (боры), когда более плотный воздух устремляется под действием положительной плавучести вниз по склону, поверхность его раздела с более теплым воздухом располагается так, как это указано на рис. 28 сплошной линией, и в узком канале между сечениями h_0 и h_l создаются условия для сверхкритического потока. Впервые объяснение фена на основе законов гидравлики было сделано J. Kuttner (1939).

Волновое происхождение фена исследует образование роторов с подветренной стороны горного хребта и показывает, что ускорение ветра с подветренной стороны препятствия может явиться следствием

образования подветренной волны большой амплитуды. Подветренные волны большой амплитуды, но небольшого горизонтального размера (с длиной волны менее 20 км) не подходят для объяснения причин образования фенов. Выдвинуто предположение, что фены возникают в результате образования в атмосфере гидростатических волн с длиной волны 50–100 км. Такие волны возбуждаются горой и распространяются свободно по вертикали. Упрощенное выражение для скорости ветра у поверхности Земли (V_0), полученное из этих решений, имеет вид

$$|V_0| = N_1 H A, \quad (4.3)$$

где H — высота горы, а N_1 — частота Брента–Вяйсаля в нижнем слое атмосферы, ограниченном инверсионным слоем, расположенным выше гребня горного хребта. Множитель A является функцией устойчивости и сдвига фазы волны в вышележащем слое атмосферы, сильный ветер появляется при максимальном значении A , которое достигается, если фазы волны в подынверсионном, более устойчивом, и надынверсионном, менее устойчивом, слое воздуха отличаются на $\pi/2$.

Таким образом, механизмы образования сильных феновых потоков, возникающих при обтекании горного хребта, являются еще не до конца изученными. Между волновой и гидравлической теориями происхождения фенов не существует противоречий, поскольку волновые процессы большой амплитуды могут способствовать образованию узких каналов в нижнем слое атмосферы, гидравлическому скачку и появлению сверхкритического течения вдоль подветренного склона.

Если в образовании интенсивных фенов, связанных с переваливанием через горные хребты фронтальных разделов и воздушных масс, существенную роль играют как термодинамические, так и динамические процессы, то образование антициклонических фенов определяется в основном термодинамическими причинами. Антициклонические фены образуются в холодное полугодие и по своему происхождению родственны стоковым ветрам или ветрам склонов, когда вследствие радиационного охлаждения поверхности гор более холодный и плотный воздух стекает в предгорья. Так как в зимнее время покрытые снегом горы имеют отрицательный радиационный баланс, они представляют собой очаги холода круглые сутки, что создает устойчивое опускание воздуха в условиях малооблачной антициклонической погоды. Холодный воздух при этом стекает с обеих сторон горного хребта так, как это показано схематически на рис. 29.

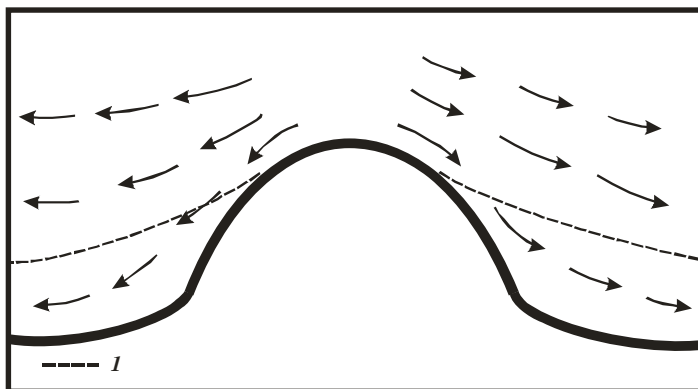


Рис. 29. Схематическое распределение воздушных потоков в антициклоническом фене

Анализ и прогноз фенов. При анализе феновых ситуаций необходимо использовать приземные и высотные карты, данные радиозондирований в окрестности гор и космические изображения облачного покрова. Интенсивные фены образуются при пересечении горного хребта фронтальными зонами и воздушными массами, поэтому необходимо оценить синоптическую обстановку в интересующем районе. В случае, если горный хребет пересекает высотная фронтальная зона или приближается атмосферный фронт, целесообразно произвести детальный мезомасштабный анализ погоды, проанализировать тенденции давления у поверхности Земли на приземных картах. Для фена характерны падение давления с наветренной стороны горного хребта и еще большее падение давления с его подветренной стороны; рост давления с подветренной стороны гор и еще больший его рост с наветренной. Изменение давления первого типа характерно для приближения к горному хребту циклонического возмущения, когда в его передней части имеется общая тенденция к падению давления. Изменение давления второго типа характерно для переваливания через хребет холодного воздуха в тыловой части циклонического возмущения, когда имеется общая тенденция роста давления. При частой наземной сети с наветренной стороны горного хребта обнаруживается узкая область повышенного давления, так называемый феновый нос, — один из характерных признаков фена, на который следует обратить внимание при анализе приземного давления. Для мезомасштабного анализа приземного давления целесообразно использовать данные станций, расположенных в предгорьях, так как в результате приведения давле-

ния к уровню моря на высокогорных станциях могут возникнуть погрешности, поэтому анализ тенденций давления более репрезентативен. При наличии с наветренной стороны горного хребта пунктов радиозондирования целесообразно произвести анализ кривой стратификации температуры и выяснить наличие температурной инверсии, ее мощность и высоту. Существование инверсионного слоя на высоте, превышающей высоту гребня хребта, свидетельствует о феновой ситуации.

Характерным признаком фена на космических снимках является наличие облачного покрова с наветренной стороны горного хребта и размывание его с подветренной. При интенсивном фене на изображениях хорошо видна резкая передняя граница облачного массива, почти совпадающая с линией гребня, так называемая феновая стена. Инфракрасные изображения со спутника при отсутствии данных радиозондирований можно использовать для ориентировочной оценки высоты инверсии, принимая, что температура верхней границы облаков соответствует нижней границе инверсионного слоя. Переходя с помощью высотных карт от температуры верхней границы облаков к ее высоте, можно оценить положение инверсии относительно гребня горного хребта и получить представление о вероятности появления фена. Под действием фена размывается, прежде всего, низкая облачность и на изображениях со спутника с подветренной стороны могут сохраняться облака среднего и верхнего ярусов, находящиеся выше уровня гребня. Признаком фена являются волнистые формы этих облаков, потому что феновые ситуации часто сопровождаются образованием подветренных волн.

Признаком появления фена являются данные о ветре и изменении температуры и влажности на станциях, расположенных с подветренной стороны. В тех случаях, когда сеть наземных наблюдений не плотная, для установления границ действия фена целесообразно использовать изображения облачного покрова со спутников, зоне действия фена на космических изображениях соответствует область максимального прояснения. По мере ослабления фена с удалением от горного хребта количество облачности начинает увеличиваться. На снимках хорошо заметна боковая граница фена. В этом случае характер облачности в потоке, обтекающем горный хребет сбоку, не претерпевает заметных изменений, в то время как в зоне действия фена облачность или совсем размывается, или количество ее резко убывает. В результате вниз по потоку от края горного хребта образуется резкая граница облачного покрова, указывающая на область воздействия фе-

на. Примеры анализа фена с использованием наземных и спутниковых наблюдений приведены на рис. 30 и 31.

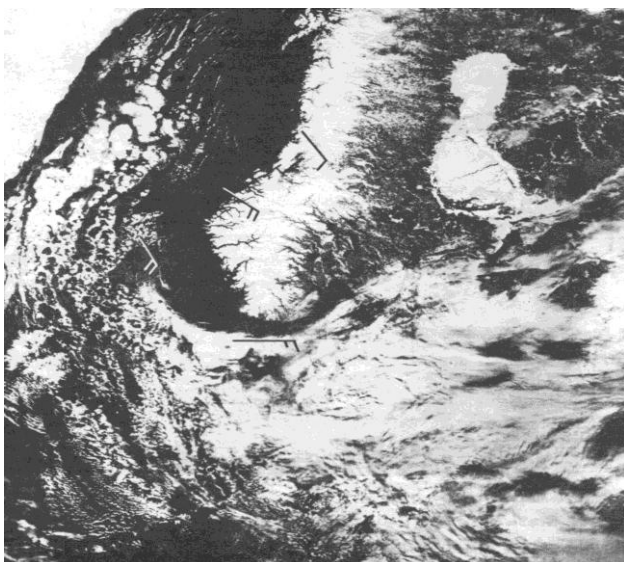


Рис. 30. Распределение облачности при фене

Фен над югом Скандинавского полуострова развился на западной периферии антициклона, простиравшегося от Скандинавии через Ботнический залив и Финляндию на север России. У поверхности Земли и в нижней тропосфере над югом Скандинавии преобладали восточные и юго-восточные ветры. Несколько измерений ветра у поверхности Земли в 12 ч МСВ нанесено на рис. 30. На снимке следует обратить внимание на распределение облачности вдоль побережья Норвегии. К югу от Скандинавии низкая облачность выносится восточным ветром из Северного моря, с подветренной стороны от гор Скандинавии в сторону Норвежского моря образуется безоблачная полоса шириной 250–300 км, которая повторяет очертания береговой линии. Безоблачная полоса соответствует зоне действия фена. Вследствие фенового эффекта скорость ветра на прибрежных станциях усилилась до 10 м/с, на станциях, расположенных во внутренних районах Норвегии и Швеции, не превысила 5 м/с.

На рис. 31 приведена ситуация, характерная для появления бори в районе г. Новороссийска. В центральной части снимка хорошо видно северное побережье Черного моря.

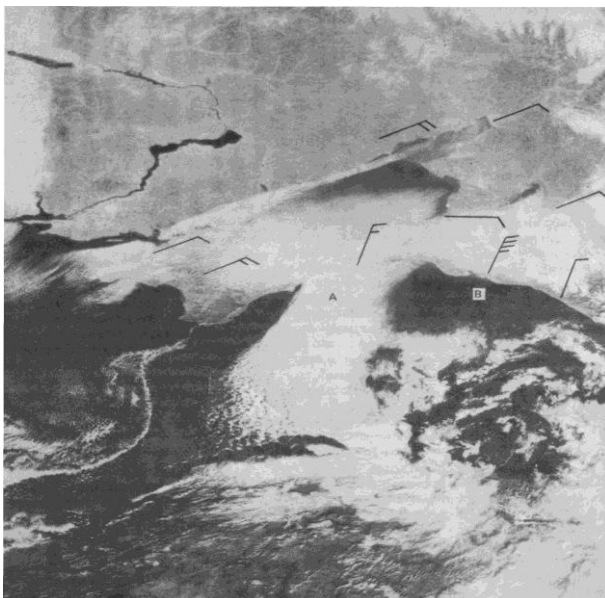


Рис. 31. Облачность при образовании бори в районе г. Новороссийска

На снимке следует обратить внимание на облачный массив *А*, который формируется над Азовским и Черным морем в районе Керченского пролива между Крымским полуостровом и западными отрогами Главного Кавказского хребта. На южном берегу гористого Крымского полуострова, а также вдоль Черноморского побережья Кавказа облака отсутствуют. Из нанесенного на снимок ветра на поверхности Земли видно, что к северу от Главного Кавказского хребта преобладает северо-восточный поток небольшой интенсивности. Локальное усиление ветра происходит в районе г. Новороссийска (к северу от точки *В*), где массы холодного воздуха переваливали через невысокий Мархотский хребет. Резкое усиление ветра происходит только в нижнем слое атмосферы. На уровне 850 гПа отмечается слабый юго-западный ветер со скоростью 5 м/с (противоположный), в более высоких слоях снова восстанавливается северо-восточный поток. Зона действия бори (безоблачные районы над Черным морем) идентифицируется по распределе-

нию облаков на снимке. Северное и северо-восточное направления ветра над Черным морем легко установить по ориентации облачных гряд и ячеек. Скорость ветра резко возросла в г. Новороссийске (с 5 до 15 м/с) в 3 ч МСВ. В момент космической съемки бора не достигла максимальной интенсивности. Она длилась почти сутки, хотя по интенсивности была умеренной.

Для анализа антициклонических фенов целесообразно использовать весь комплекс информации, включая космическую. Устанавливается общее синоптическое положение, в случае малоподвижной области высокого давления над горным районом проводится детальный мезомасштабный анализ в интересующем районе. Целесообразно привлечь к анализу снимки облачного покрова с тем, чтобы определить наличие низких облаков в предгорьях. Если на периферии горных массивов имеются зоны низких облаков, очертания которых повторяют основные формы рельефа, то это является признаком антициклонического фена, не достигшего поверхности Земли. При наличии в зоне низких облаков или туманов по данным радиозондирования целесообразно оценить высоту и мощность температурной инверсии (по кривым стратификации) и определить интенсивность фена. Примеры анализа антициклонического фена приведены на рис. 32 и 33.

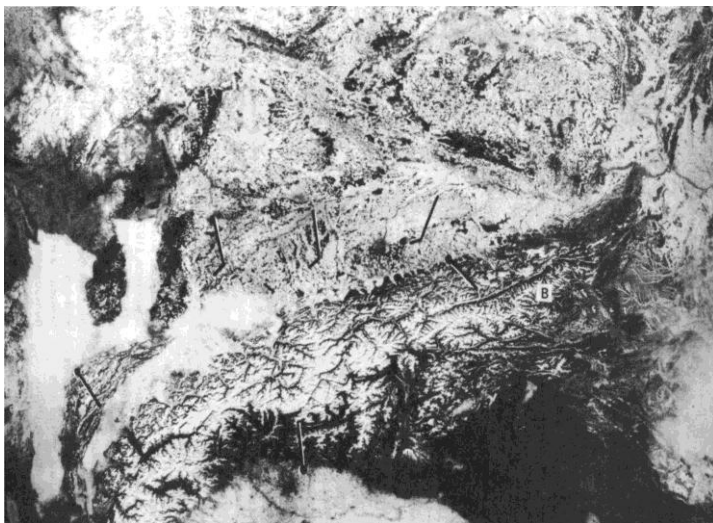


Рис. 32. Низкая облачность и туман в предгорьях Альп при антициклоническом фене

На рис. 32 видны покрытые снегом и свободные от облаков горные хребты Альп. В это время над Альпами находилась область высокого давления. Центр антициклона находился в точке *В*, от него вдоль горного хребта на запад простирался гребень высокого давления. Данные о ветре у поверхности Земли указывают на то, что слабый воздушный поток направлен от гор к равнине. В результате фенового скольжения воздуха на западе вдоль северных предгорий Альп образовался инверсионный слой, под которым возникли туманы и низкие слоистые облака. Заметим, что в высоких предгорьях туманы занимают только долины, где фен не достигает поверхности Земли.



Рис. 33. Низкая облачность и туман в южных предгорьях Гималаев при антициклоническом фене

На рис. 33 в центральной части снимка хорошо видны покрытые снегом Гималаи, севернее точки *А* светлый тон изображения имеет долина р. Ганга, а к западу от точки *В* — долина р. Брахмапутры. Буквой *С* отмечен массив Джомолунгмы (Эвереста). На снимке следует обратить внимание на массив низких слоистых облаков и туманов к югу от основных хребтов Гималаев. Ширина этого массива колеблется от 50 до 150 км. Северная граница массива имеет изрезанный рисунок, так как следует вдоль изогипсы, туманы и облака продвигаются дальше на север по горным долинам и отступают к югу в районах боковых

хребтов. Расстояние от водораздельного хребта до зоны облаков и туманов составляет около 100 км. В момент съемки над районом Гималаев располагалась область повышенного давления и вдоль их южных склонов образовался антициклонический фен, который в более высокой части гор достигал поверхности Земли. В предгорных районах, находящихся на высоте менее 2 км над уровнем моря, фен не достигал поверхности Земли и под ним образовался инверсионный слой, ниже которого возникла зона слоистых облаков и туманов.

Прогнозирование интенсивности фена представляет трудности даже при использовании полных мезомасштабных моделей, поскольку интенсивность явления чувствительна к вертикальному распределению метеорологических величин, которые в горной местности могут быть не определены. Вторым обстоятельством, затрудняющим прогнозирование фена, является то, что он наступает внезапно. Учитывая ограниченные возможности современного информационного обеспечения и методов прогноза, в настоящее время целесообразнее говорить о прогнозировании феновой ситуации, чем о времени наступления фена и его интенсивности. Характеристики фена тесно связаны с конкретным физико-географическим районом, поэтому необходима разработка локальных методик прогнозирования этого явления на основе климатологических данных, устанавливающих связь между феном в конкретном районе и наблюдаемыми характеристиками потока.

Способ оценки фена, базирующийся на гидравлической теории образования, предложили P. Manins, B. Sawford (1982). В качестве критерия для образования фена взято число Фруда, представленное в виде

$$Fr = V(h^2 g \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0})^{-\frac{1}{2}}, \quad (4.4)$$

где V — скорость воздушного потока, перпендикулярного к горному хребту высотой h , на уровне выше h ; $\frac{\partial \Theta}{\partial z}$ — градиент потенциальной

температуры с наветренной стороны препятствия в слое h от подошвы горного хребта до его гребня; Θ_0 — потенциальная температура на нижнем уровне. При $Fr > 1,6$ в долине наблюдается фен. Формулу (4.4) или аналогичную с использованием в качестве h слоя от подошвы горы до нижней границы температурной инверсии можно рекомендовать для построения эмпирического графика рис. 34. Он является примером построения графика для местных условий.

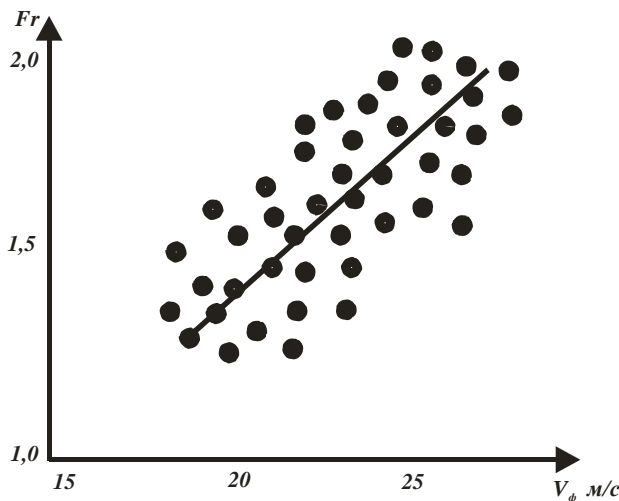


Рис. 34. График для оценки скорости ветра при фене

Для вычисления числа Fr при построении графика следует брать значения входящих в него параметров на сечении, близком к подошве горного хребта. Оценку ветра при фене с подветренной стороны следует производить по данным метеорологической станции, на которой наиболее часто наблюдается фен, или по группе репрезентативных станций.

Простой способ оценки феновой ситуации, не требующий статистической обработки данных, состоит в использовании теоретического перехода к быстрому сверхкритическому течению при Fr или $Fr^* > 1$. Тогда из (4.4) имеем, что фен может образоваться при условии

$$V > h(g \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0})^{\frac{1}{2}} \quad (4.5)$$

или

$$V_{sp} = h(g \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0})^{\frac{1}{2}}, \quad (4.6)$$

где все переменные имеют тот же смысл, что и в (4.4). Номограмма для оценки по формуле (4.6) представлена на рис. 35. По оси абсцисс откладываются значения градиента $\gamma = -\partial T / \partial z$.

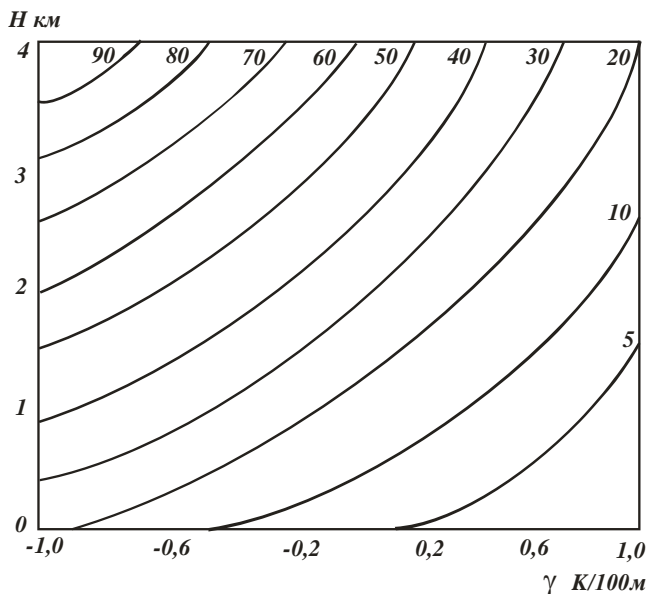


Рис. 35. Номограмма для оценки критической скорости $V_{кр}$ (м/с) по высоте горного хребта h и градиента температуры γ в слое h

Методика прогнозирования фена:

- путем описанного выше анализа устанавливается наличие фена или ситуации, предвещающей возможность его образования. По последовательным космическим изображениям анализируется эволюция облачного покрова в районе гор в последние 6 ч. Особое внимание обращается на приближение к горному хребту фронтальной облачной системы и эволюцию высоты ее верхней границы. Увеличение плотности облаков с наветренной стороны гор и повышение верхней границы облачности до уровня гребня и выше является признаком образования фена;

- при появлении признаков интенсивного перетекания воздуха через горный хребет (большие скорости ветра выше гребня гор, уплотнение облачности с наветренной стороны, наличие инверсии температуры выше гребня гор) производится расчет числа Fr по формуле (4.4), оценивается возможность появления фена, по графику (рис. 34, 35) дается его сверхкраткосрочный прогноз;

- при прогнозировании с большой заблаговременностью (12–24 ч) по имеющимся прогностическим материалам рассчитывается

время подхода к горной системе фронтальной зоны, для расчета числа Fr используются данные о температуре и ветре в этой зоне (без учета их возможной эволюции) и по графику дается прогноз возникновения фена.

4.3. Подветренные волны

В процессе обтекания воздушным потоком горных препятствий образуются атмосферные возмущения различных масштабов, их размеры зависят как от размеров препятствий, так и от структуры набегающего потока. Волновые движения в атмосфере, возникающие в результате возмущающего воздействия рельефа, можно подразделить на две группы: горные волны и подветренные волны.

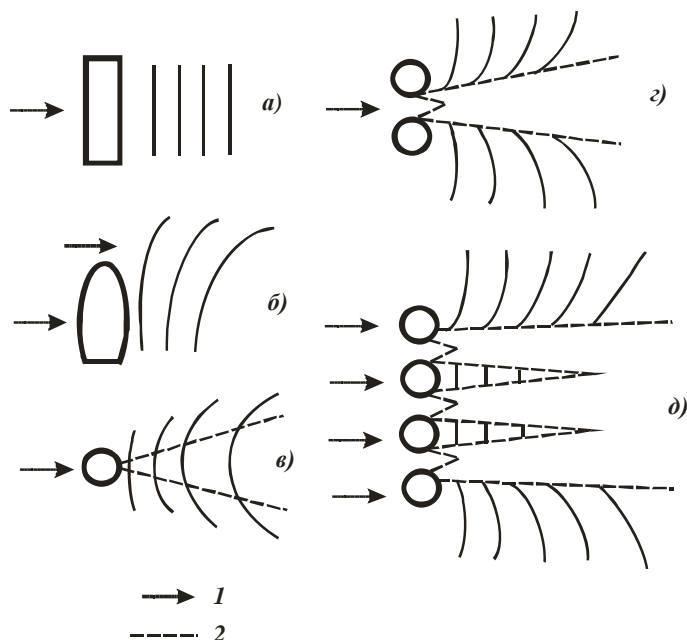


Рис. 36. Схематическое расположение подветренных волн за одним или несколькими изолированными препятствиями: 1 — направление невозмущенного потока с наветренной стороны препятствий, 2 — турбулентный след

Горные волны образуются непосредственно над препятствием и имеют горизонтальные размеры, соизмеримые с размерами самого

препятствия, они рассматриваться не будут, так как являются крупномасштабными. Подветренные волны, которые также возбуждаются препятствием, но определяются свойствами набегающего потока, являются мезомасштабными возмущениями. Они наблюдаются не только вблизи горных хребтов, но и на удалении от них вниз по потоку. Рассмотрим общую характеристику явления, механизм образования подветренных волн.

Характеристика явления. С подветренной стороны препятствия в результате его возмущающего воздействия движение воздуха приобретает волновой характер, в чем и состоит явление подветренных волн. Волны имеют трехмерную структуру, детали формы волны зависят от геометрии препятствия, обтекаемого воздушным потоком. Различные типы подветренных волн, типичные для атмосферы, представлены на рис. 36. На нем показано расположение волнистых облаков при обтекании бесконечно длинного препятствия.

Данный тип волн является наиболее распространенным и хорошо изученным. Волновые движения в этом случае носят более простой квазидвумерный характер. Когда в гребнях образуется облачность, а в ложбинах волн опускающийся воздух удаляется от насыщения, подветренные волны становятся заметными в поле облачности и легко идентифицируются на космических снимках.

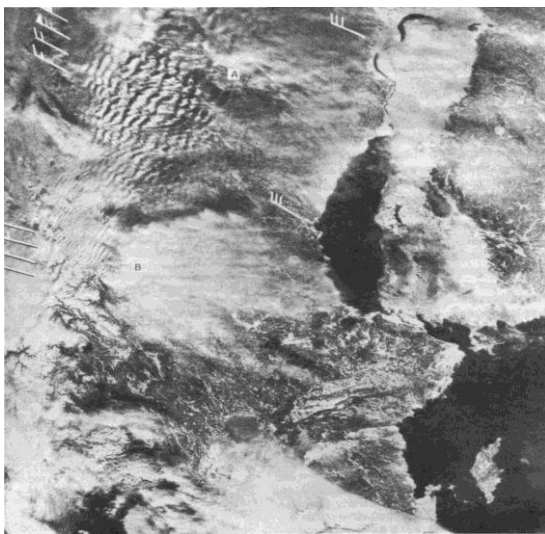


Рис. 37. Подветренные волны над Скандинавским полуостровом

Изображения облачности со спутника являются в настоящее время основным источником информации о подветренных волнах. С их помощью можно получить полное представление о горизонтальной структуре и распространении подветренных волн. Квазидвумерные волны, схематически представленные на рис. 36а, показаны на снимке (рис. 37).

В верхней правой части снимка заметны очертания Ботнического залива, покрытого льдом и снегом. Восточная часть Скандинавского полуострова свободна от облаков или покрыта массивом тонкой облачности верхнего яруса. В левой части снимка видна серия волнистых облаков, образовавшихся в гребнях волн с подветренной стороны горного хребта, вытянутого с юго-запада на северо-восток. Конфигурация хребта хорошо видна на рис. 37, где Скандинавский полуостров свободен от облаков. Средняя длина волны в районе *A* равна 12 км, а в районе *B* — 6 км. В момент получения изображения во всей толще тропосферы в рассматриваемом районе наблюдался северо-западный поток, направленный по нормали к горному хребту, доминирующие вершины которого к западу от точки *A* достигают 2 км, а к западу от точки *B* понижаются до 1 км. В левой части космического снимка нанесены данные о ветре у поверхности Земли, на уровнях 850, 700 и 500 гПа с двух станций, расположенных с наветренной стороны гор на побережье Норвегии. К западу от Ботнического залива показан ветер на уровне 700 гПа, чтобы можно было иметь общее представление о воздушном потоке. Волнистые облака ориентируются по нормали к воздушному потоку, направление которого не меняется с высотой.

Данные о структуре подветренных волн получены в результате проведения экспериментов, совместного анализа снимков облачности со спутников и аэрологических измерений. Они относятся в основном к квазидвумерным волнам (рис. 38, 39).

Полной климатологии подветренных волн не существует, однако снимки облачности со спутников указывают на то, что они возникают в различных районах земного шара и возбуждаются не только крупными горными хребтами, но и невысокими возвышенностями. Длины подветренных волн, наблюдаемых в атмосфере, изменяются от 2 до 70 км, но чаще от 5 до 20 км. Число следующих друг за другом подветренных волн может достигать 30, распространяются они на расстояния до нескольких сотен километров от линии горного хребта. Наиболее протяженные серии волн (до 480 км) наблюдались со спутников с подветренной стороны Анд в Южной Америке. Отмечалось, что имеется тенденция к росту длины волны с увеличением высоты, на которой они образуются. Амплитуда волны, измеряемая вертикальным

расстоянием между гребнем и ложбиной, связана с длиной волны и имеет тенденцию к увеличению амплитуды с ростом ее горизонтального размера. Амплитуды изменяются в пределах от нескольких сотен метров до 2 км, чаще от 300 до 500 м. Вертикальные скорости в подветренных волнах связаны с их амплитудой и составляют 2–6 м/с.

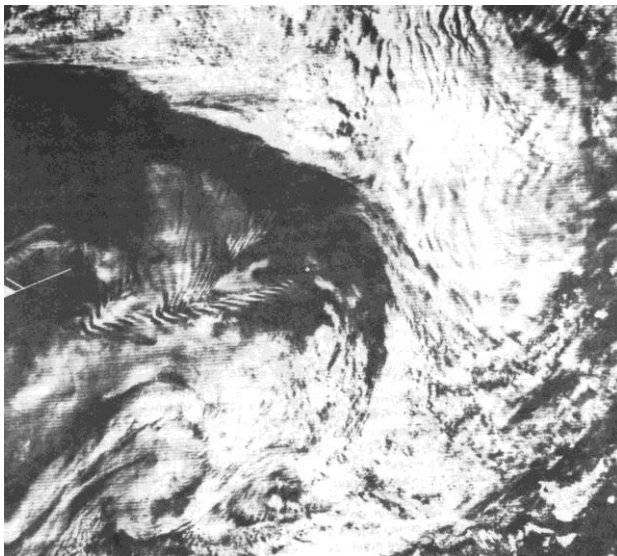


Рис. 38. Волнистые облака с подветренной стороны островов, Индийский океан

Появление подветренных волн в атмосфере (при наличии препятствия) обусловлено двумя основными факторами: скоростью ветра и стратификацией атмосферы. Они образуются при наличии устойчиво стратифицированного слоя воздуха на уровне гребня гор. Максимальные амплитуды волн наблюдаются внутри или вблизи наиболее устойчивого слоя. Для образования подветренных волн характерны большие значения скорости и сдвига ветра. Воздушный поток перпендикулярен к горному хребту, при повороте ветра с высотой подветренные волны не наблюдаются. Волны, показанные на рис. 36, *a*, возникают на периферии горного хребта, когда кроме перетекания воздуха через хребет есть обтекание сбоку. Если препятствие имеет одинаковые размеры как в направлении воздушного потока, так и по норма-

ли к нему (рис. 36, б), то под действием перетекания и бокового обтекания волны приобретают форму подков. Такая конфигурация хорошо выражена в тех случаях, когда горизонтальный размер препятствия соизмерим с длиной подветренной волны или несколько больше (5–50 км). Примеры таких волн в распределении облаков приведены на рис. 39.

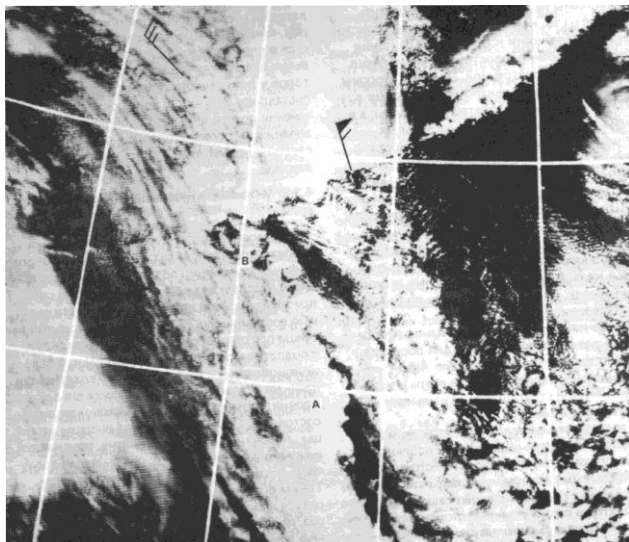


Рис. 39. Волнистые облака с подветренной стороны Алеутских островов

Расположение облаков сходно с расположением волн, возникающих за движущимся судном и именуемых в гидродинамике корабельными волнами. В случае, когда воздушный поток обтекает два или несколько изолированных препятствий, находящихся недалеко друг от друга, волны с их подветренной стороны располагаются так, как указано на рис. 36, г. Этот тип волн наблюдается при обтекании группы островов. Пример такого рода волновых систем приведен на рис. 39. В верхнем правом углу этого снимка отчетливо виден п-ов Аляска, к юго-западу от которого протянулась цепь Алеутских островов. Острова к востоку от 170° з.д. более гористы, чем к западу от 170° з.д. Господствующие вершины на восточных островах достигают 2,0–2,8 км. Высота западных островов не превышает 1,8 км. В момент съемки над Алеутскими островами в нижней части тропосферы преобладал север-

ный ветер в тылу циклона, центр которого располагался над заливом. Данные о ветре на уровне 700 гПа нанесены на космический снимок. Массив сплошной слоистообразной облачности к северу от Алеутских островов, особенно в восточной части, резко нарушается с подветренной (южной) стороны. Над более высокими островами возникают трехмерные подветренные волны, а в проливы между островами в виде белых клиньев на юг проникают облака. К востоку от линии *AB* в поле слоистой облачности можно заметить слабовыраженную цепочку мезомасштабных вихрей, которая видна на снимке как извилистая зона прояснения, отделяющая друг от друга облачные вихри с разным направлением циркуляции. Характеристиками подобного обтекания являются усиление ветра в канале между препятствиями и турбулентный след, образующийся по потоку. Как и в случае образования классических квазидвумерных волн, для образования волн показанных на рис. 36, *b*, *d*, необходимы большие скорости ветра и условия устойчивой стратификации на высоте обтекания препятствия.

К подветренным волнам примыкает и другая мезомасштабная циркуляция, наблюдающаяся с подветренной стороны хребтов, так называемые роторы — системы замкнутой циркуляции с горизонтальной осью. Расположение ротора с подветренной стороны горного хребта показано на рис. 40. Появление роторов обусловлено двумя основными факторами: профилем подветренного склона гор и скоростью ветра.

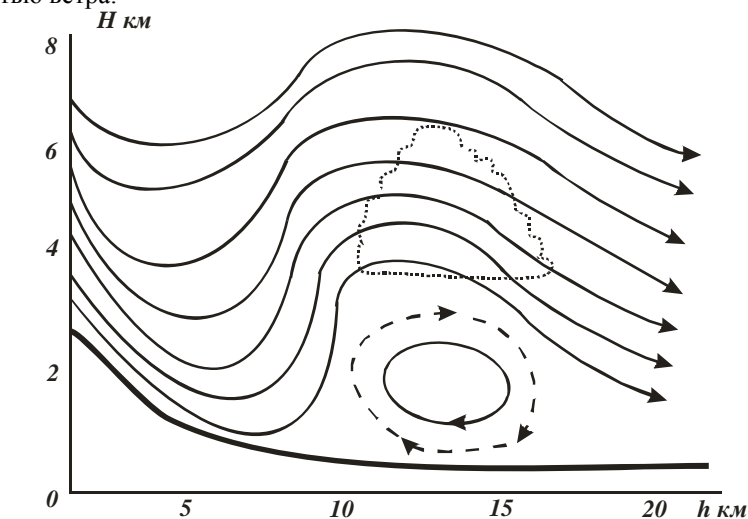


Рис. 40. Схема течений с подветренной стороны горного хребта при образовании ротора

Роторы образуются с подветренной стороны гор, имеющих большую крутизну склонов. Скорость ветра на уровне гребня при образовании роторов превышает 15 м/с и отмечается в слое большой вертикальной мощности выше препятствия. В возвратных течениях роторов у поверхности Земли скорости ветра составляют 2–4 м/с, в зоне восходящих течений ротора образуются облака. При образовании роторов с подветренной стороны препятствия появляется сильная турбулентность.

Механизм образования подветренных волн. Образование волн с подветренной стороны препятствия происходит под действием вертикальных колебаний, возбуждаемых препятствием. Частицы воздуха, натекающие на гору, приобретают направленную вверх вертикальную составляющую. Вынужденному подъему частицы противодействует сила тяжести, которая с подветренной стороны препятствия после исчезновения возбуждающего воздействия начинает опускаться частицы воздуха вниз до уровня, соответствующего их первоначальному состоянию. Однако вследствие инерции частицы проходят этот уровень, опускаются ниже его и приобретают отрицательную плавучесть, которая снова выталкивает их вверх. Таким образом, колебательный процесс повторяется несколько раз (десятки раз), пока силы вязкости не приведут к затуханию этого механически возбужденного гравитационного колебания. Совершающие вертикальные колебания частицы воздуха переносятся одновременно горизонтальным крупномасштабным потоком, результирующее их движение в вертикальной плоскости приобретает волновой характер.

В исследовании природы гравитационных колебаний в атмосфере отмечается, что период простых вертикальных колебаний воздушных частиц в атмосфере описывается формулой

$$T = \frac{2\pi}{\left(\frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}\right)^{\frac{1}{2}}}, \quad (1)$$

где знаменатель представляет собой так называемую частоту Брента-Вайсая. При сверхадиабатической стратификации атмосферы простые вертикальные колебания возникнуть не могут, при адиабатической стратификации период таких колебаний стремится к бесконечности, а с ростом устойчивости их период убывает. При изотермической стратификации атмосферы он составляет около 6 мин. Если, совершая вертикальные колебания, частица движется со скоростью V , то длина волны будет равна

$$\lambda = \frac{2\pi V}{N}. \quad (2)$$

При $V = 20$ м/с и типичных для атмосферы значениях $\partial\Theta/\partial z = 0,004$ К/м, $\Theta = 300$ К $\lambda = 12$ км. Уравнения (1) и (2) характеризуют собственные частоты и длины волн гравитационных колебаний в атмосфере, которые зависят только от характера атмосферной стратификации и скорости воздушного потока. Из уравнений видно, что при малых скоростях ветра и большой температурной устойчивости длина собственных колебаний атмосферы убывает, а с увеличением скорости и неустойчивости атмосферы (при ограничении $\gamma < \gamma_a$) — возрастает. Механизм гравитационных колебаний в атмосфере не имеет отношения к образованию подветренных волн, поскольку неровности рельефа играют в этом случае только роль возбудителя, а ответная реакция атмосферы определяется ее состоянием. Если оно благоприятно для образования гравитационных колебаний, то подветренные волны образуются, если неблагоприятно, то вызванное рельефом возмущение не приведет к образованию подветренных волн.

Для случая обтекания препятствия однородным по вертикали потоком была получена зависимость процесса волнообразования с подветренной стороны препятствия от параметра

$$D^2 = N^2/V^2. \quad (3)$$

Этот параметр представляет собой квадрат волнового числа по отношению к длине волны λ в (2). Линейная теория для периодических в горизонтальной плоскости движений при условии постоянства по высоте параметра D^2 в отсутствие силы Кориолиса приводит в этом случае к дифференциальному уравнению

$$\frac{d^2 w}{dz^2} + (D^2 - k^2)w = 0, \quad (4)$$

где k^2 — волновое число в направлении воздушного потока, w — вертикальная скорость. Решение этого уравнения зависит от знака коэффициента при втором члене уравнения. Если коэффициент положительный, то корни уравнения мнимые и решение описывает волновой процесс. Если коэффициент отрицательный, то корни уравнения будут действительными, решение уравнения станет экспоненциальным и, следовательно, волновой процесс отсутствует. В этом случае поток, возбужденный препятствием, быстро затухает с высотой и подветренных волн не образуется. Из уравнения (4) следует, что для возникновения с подветренной стороны препятствия незатухающих периодических по горизонтали возмущений должно выполняться условие $D^2 > k^2$, т. е. подветренные волны могут реализоваться только в условиях устойчиво стратифицированной атмосферы ($D > 0$) при достижении этим параметром определенного значения, зависящего от длины волны возмущения. В более поздних исследованиях учтен эф-

фekt инерционных сил и состояния атмосферы по высоте. Уравнение (4) при учете инерционных сил приобретает вид

$$\frac{d^2 w}{dz^2} + (I^2 - k^2)w = 0, \quad (5)$$

где

$$I^2 = D^2 - \frac{1}{V} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$$

является обобщением параметра D^2 и называется параметром Скорера. Из структуры этого параметра видно, что помимо устойчивой стратификации для образования незатухающих с высотой возмущений, генерируемых рельефом, благоприятна отрицательная кривизна профиля ветра в невозмущенном потоке $\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} < 0$. Линейная теория предсказывает, что длина подветренной волны в вертикальном направлении есть

$$\lambda_z = \frac{2\pi}{I}. \quad (6)$$

Из анализа уравнений следует вывод, что для образования подветренных волн необходимо, чтобы параметр Скорера имел большие значения на уровне препятствия и убывал с высотой. Этот вывод подтверждается результатами наблюдений подветренных волн. При фиксированной высоте горы амплитуда подветренной волны достигает максимума при $b = k^{-1}$. Здесь b — расстояние по горизонтали от подошвы горы до оси гребня, а k — волновое число в направлении воздушного потока. Поскольку длина волны $\lambda = 2\pi k^{-1}$, то соотношение между b и k можно представить как $\lambda/2b = \pi$. Таким образом, максимальную амплитуду должны иметь волны, длина которых в π раз больше ширины препятствия. Это простое соотношение получено для горы колоколообразной формы из решения линейной задачи. Оно не может претендовать на универсальность, но правильно указывает на предпочтительный горизонтальный масштаб волн, образующихся за препятствием данной ширины.

Трехмерные подветренные волны, возбужденные изолированным препятствием, исследовались сначала аналитически, а затем и численно с постепенным увеличением задания характеристик набегающего на препятствие потока. Остановимся на тех выводах, вытекающих из аналитических и численных решений для трехмерных волн, которые полезны при синоптическом мезомасштабном анализе, особенно при интерпретации космических снимков облачного покрова.

При рассмотрении простейшей однослойной задачи обтекания изолированного препятствия подветренные волны приобретают под-

ковообразную форму, двухслойной для плоскопараллельного потока – волны ориентировались под углом $15\text{--}25^\circ$ по отношению к набегающему потоку. Возникающие волны ограничивались клинообразной зоной, появляющейся с подветренной стороны изолированного препятствия. Позже были смоделированы подветренные волны в форме корабельных волн. Наиболее полные результаты получены при рассмотрении трехмерной задачи обтекания в условиях реального распределения температуры и ветра с высотой. Численные эксперименты с одними и теми же параметрами состояния атмосферы проводились с двумя вариантами задания орографии: одиночное препятствие и два препятствия, отстоящие на небольшом расстоянии друг от друга (рис. 36, в, 36, г). Расчеты показали, что при одних и тех же метеорологических условиях конфигурация подветренных волн зависит от количества препятствий. В случае одного препятствия с подветренной стороны возникали периодические вертикальные движения, амплитуда которых вдоль линии была меньше, чем по периферии. Вертикальные движения имели подковообразную форму. В случае двух препятствий в центральной части образовывался турбулентный след, в котором волны не возникали. Волновые движения возникали лишь на периферии подобно тому, как показано на рис. 36, г. Результаты экспериментов по численному и аналитическому моделированию трехмерных подветренных волн можно сформулировать следующим образом. Зона волновых движений с подветренной стороны препятствия имеет форму конуса, вершина которого совпадает с препятствием. В случае одного препятствия волны имеют подковообразную форму, длина волны и амплитуда на периферии возрастают. При наличии двух препятствий, отстоящих друг от друга на расстоянии десятков километров, возмущенная зона также имеет коническую форму, но в центральной части конуса образуется турбулентный след.

Анализ и прогноз подветренных волн. Анализ и прогноз подветренных волн представляют интерес при обслуживании легкой авиации в горной местности. Мезомасштабные подветренные волны, имеющие горизонтальные размеры от нескольких километров до 20–30, не представляют опасности, но в случае их большой амплитуды значительные восходящие и нисходящие скорости (до 10–15 м/с) оказывают воздействие на самолеты. Основными средствами анализа мезомасштабных подветренных волн в настоящее время являются изображения с метеорологических спутников и доплеровских радиолокаторов. Сведения о существовании в данном районе подветренных волн можно получить по космическим снимкам (в гребнях волн образуются облака) и информировать потребителей о зонах повышенной турбу-

лентности в районе их образования. При сверхкраткосрочном прогнозировании подветренных волн необходимо использовать прогностические материалы о крупномасштабном потоке. Если ожидается, что характер воздушного потока в ближайшие 6–12 ч сохранится таким же, как в момент обнаружения подветренных волн на снимках со спутника, то их существование можно прогнозировать на ближайшие 6–12 ч. По последовательным изображениям облачности со спутника необходимо внимательно изучить динамику ее с подветренной стороны препятствия, чтобы сделать заключение о фазе процесса (возникновении или затухании процесса волнообразования).

При отсутствии фактических данных о подветренных волнах заключение о возможности их существования можно сделать, исходя из профилей температуры и ветра в невозмущенном потоке с наветренной стороны препятствия. Подветренные волны реализуются при условии

$$I_n^2 - I_a^2 > \pi^2 / 4h^2, \quad (7)$$

где I_n^2 — параметр Скорера в нижнем слое тропосферы, I_a^2 — этот же параметр в вышележащем слое, h — толщина нижнего слоя атмосферы. Определить границы слоев можно исходя из высоты препятствия и характера температурной стратификации. Граница между нижним и верхним слоями выбирается по излому температурной стратификации, находящемуся несколько выше уровня гребня горного хребта и отделяющему слой более устойчиво стратифицированного воздуха от верхнего менее устойчиво стратифицированного воздуха. Если такого хода стратификации не наблюдается, подветренные волны не возникнут. Если более устойчиво стратифицированный нижний слой и менее устойчивый верхний слой (толщиной 1 км) удастся выделить, то для каждого из них производится вычисление параметра по формуле (5) и затем оценивается возможность появления волн по формуле (7). Для простоты значения I_n^2 и I_a^2 в формуле (7) можно заменить на D^2 и D^2 , которые рассчитываются по (3).

Существует другая, более трудоемкая процедура определения амплитуды подветренной волны и максимальной скорости. Для конкретного географического района необходимо подготовить диаграммы, основанные на статистических связях между подветренными волнами и параметрами состояния атмосферы. Данные о подветренных волнах для построения таких диаграмм можно взять со снимков облачности со спутников, а данные о состоянии атмосферы — из приземных и аэрологических наблюдений. Подобная номограмма представлена на рис. 41.

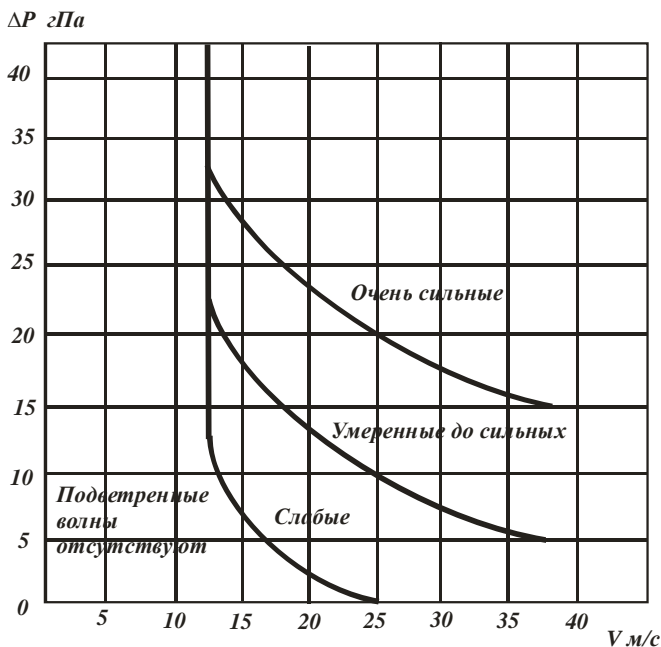


Рис. 41. Номограмма определения интенсивности подветренных волн.

По оси абсцисс отложено максимальное значение нормального (по отношению к горному хребту) компонента скорости ветра в слое 1500 м над гребнем горного хребта, по оси ординат — разность приведенного к уровню моря давления на станциях, расположенных с наветренной и подветренной сторон хребта

При построении диаграммы необходимо помнить, что характеристики ветра для построения берутся в слое 1–1,5 км над гребнем гор. Формула (7) и статистические методики могут применяться и в прогностических целях, для этого необходимо использовать прогнозируемые значения переменных, входящих в формулы и диаграммы. По диагностическим данным (результатам радиозондирования) оценки параметров типа I^2 или D^2 существенно зависят от выбора слоев и их толщины.

Информацию о подветренных волнах, имеющуюся на космических снимках облачности, можно использовать для оценки некоторых крупномасштабных характеристик воздушного потока. Это полезно для анализа синоптического положения в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений. По данным об ориентации

волнистых облаков определяется направление воздушного потока в слое выше гребня горного хребта, считается, что ветер направлен по нормали к квазидвумерным волнам за вытянутым препятствием. По длине волны, измеренной по снимкам со спутников, можно оценить скорость ветра на уровне облаков или выше препятствия. Предложены эмпирические формулы, связывающие длину подветренной волны со скоростью ветра, например, формула

$$V = \lambda, \quad (8)$$

где V — скорость ветра на уровне облаков,

или
$$V = \frac{5}{3}\lambda - 5, \quad (9)$$

где V — средняя скорость ветра в слое, ответственном за образование волн, а также формула

$$V = \frac{3}{2}\lambda, \quad (10)$$

где V — средняя скорость в слое 850–300 гПа. Используя сведения, имеющиеся на рис. 37, проверим формулы (8)–(10). Так как высота гор не превышает на снимке 1,5 км, будем считать, что облачность и слой, ответственный за волнообразование в атмосфере, центрируются относительно уровня 1,5 км (850 гПа). Тогда в районе A , где $\lambda = 12$ км, формула (8) дает $V = 12$ м/с, формула (9) $V = 15$ м/с, а (10) $V = 18$ м/с. Фактическая скорость на уровне 850 гПа равна 10 м/с, а средняя скорость в слое 850–500 гПа — 25 м/с.

Данные о структуре трехмерных волн за изолированными препятствиями на снимках облачного покрова можно использовать для определения направления невозмущенного потока с наветренной стороны препятствия, оно совпадает с направлением стрелок на рис. 36, в, д. Вблизи препятствия с наветренной стороны появляются составляющие, направленные от препятствия, а с подветренной стороны — к препятствию. В области турбулентного следа наблюдаются отклонения от направления невозмущенного потока. Вследствие того, что трехмерные подветренные волны наблюдаются чаще всего за островами или группами островов в океане, статистики и эмпирических формул, сходных с (8)–(10), до сих пор не предложено. По аналогии с ситуациями, благоприятными для образования квазидвумерных волн за горными хребтами, следует считать, что при образовании трехмерных волн за изолированными препятствиями скорость ветра на уровне их вершин составляет 10 м/с и более. По космическим снимкам из механизма образования двумерных и трехмерных волн можно определить, что в районах их появления атмосфера устойчиво стратифицирована до вершины препятствия.

4.4. Мезомасштабные подветренные вихри

Общая характеристика явления. Существование мезомасштабных вихревых цепочек с подветренной стороны островов подтверждается космическими снимками облачного покрова. При боковом обтекании воздушным потоком гористого препятствия с его подветренной стороны периодически генерируются мезомасштабные вихри, которые переносятся затем вниз по потоку. В результате с подветренной стороны препятствия образуется цепочка вихрей. На снимках облачности такие вихри легко идентифицируются по спиралевидной структуре облачного покрова. Вихревые цепочки в атмосфере могут возникать при обтекании изолированного гористого острова (рис. 42, *а*), при одностороннем боковом обтекании горного хребта (рис. 42, *б*) или движении масс воздуха через пролив между гористыми островами (рис. 42, *в*).

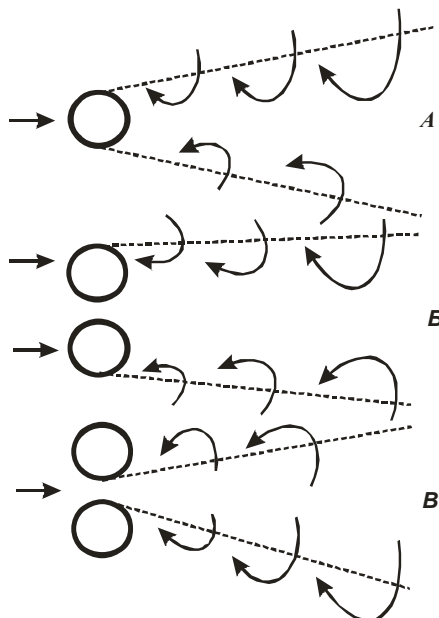


Рис. 42. Типы вихревых цепочек за различными препятствиями:
А — изолированным препятствием, *Б* — полуограниченным, *В* — проливом

Особенность вихревых цепочек с подветренной стороны препятствий состоит в том, что направление циркуляции в вихрях, отде-

ляющихся с правой и левой сторон препятствия, противоположное (рис. 42). Пример вихревой мезомасштабной цепочки с подветренной стороны от группы островов приведен на рис. 43.

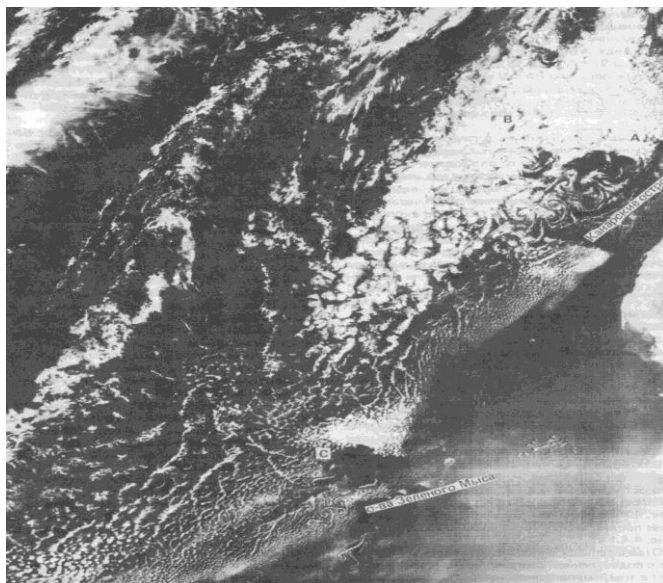


Рис. 43. Вихревые цепочки Кармана с подветренной стороны Канарских островов

Расположение цепочки мезомасштабных вихрей не является классическим, как на рис. 42, а реально отражает сложную картину, наблюдающуюся в атмосфере при обтекании группы островов. Вдоль правого края снимка видно западное побережье Африки. К юго-западу от точки *A* расположен о. Гран-Канари, а к югу от точки *B* — о. Тенерифе. В момент съемки в нижнем слое атмосферы в районе Канарских островов преобладали северо-восточные ветры, скорость которых у поверхности Земли была 5 м/с, а на уровне 850 гПа — 15 м/с. С подветренной стороны о. Гран-Канари в поле облачности видны вихри, отделяющиеся с западной стороны и имеющие циклоническое вращение. В цепочке прослеживаются три вихря. За о. Тенерифе (южнее точки *B*) видно по одному облачному вихрю, отделившемуся с западной и восточной сторон острова. Левый вихрь имеет циклоническое, а правый — антициклоническое вращение. К югу от точки *C* расположены о-ва Зеленого Мыса, с подветренной стороны которых также образовались

вихревые цепочки. В этом районе хорошо видно, как вихри зарождаются из волновых возмущений, достигают максимальных размеров, а затем диссипируют вниз по потоку. Следует обратить внимание на то, что за Канарскими островами с характерным размером 60–75 км горизонтальные размеры вихрей равны 75–90 км, а за о-вами Зеленого Мыса сечение составляет 20–30 км, а размеры вихрей не превышают 40 км.

Схема течений и основные параметры подветренной вихревой цепочки за изолированным препятствием приведены на рис. 44.

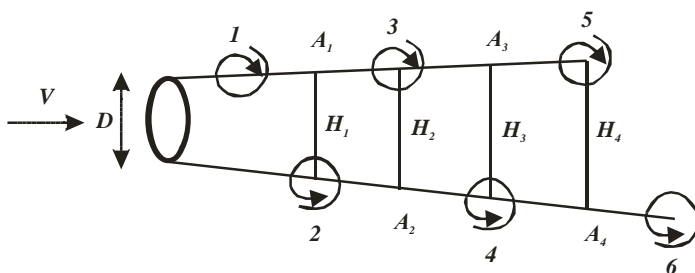


Рис. 44. Схематическое расположение вихрей в цепочке.

D — эффективное сечение препятствия, A — расстояние между центрами вихрей с одинаковой циркуляцией, H — расстояние между цепочками вихрей с противоположным вращением, V — скорость невозмущенного потока в подынверсионном слое

В результате изучения вихревых цепочек по снимкам облачного покрова и метеорологическим данным были сделаны следующие выводы. Вихревые цепочки возникают в атмосфере при боковом обтекании препятствий, высота которых не меньше 800 м. В случае изолированных островов их горизонтальное сечение в направлении, перпендикулярном к набегающему воздушному потоку, составляет 10–80 км. Ширина острова равна 20–40 км. В качестве эффективной ширины острова рекомендуется брать 0,75 его ширины на уровне моря. Вихревые цепочки образуются в тех случаях, когда нижний слой атмосферы ограничен сверху инверсией, располагающейся ниже вершины острова или гребня хребта. Невозмущенный крупномасштабный поток с наветренной стороны препятствия устойчив во времени, скорость ветра в нижнем слое атмосферы составляет около 10 м/с.

Вихревая структура течений обнаруживается по слоисто-кучевым и слоистым облакам, которые образуются под инверсией и вовлекаются в мезомасштабную вихревую циркуляцию. Безоблачные

пространства образуются вследствие вовлечения сухого воздуха из инверсионного слоя в нижележащий облачный слой. Мезомасштабные вихревые цепочки наблюдаются в широтном поясе $15\text{--}40^\circ$ в зоне холодных океанических течений, где в нижней атмосфере образуются мощные инверсионные слои, создающие благоприятные условия для бокового обтекания препятствия. Этому способствует и большая устойчивость атмосферной циркуляции. Вихревые цепочки наблюдаются с подветренной стороны о. Мадейра и Канарских островов в Атлантическом океане, с подветренной стороны о. Гуадалупе и Сокорро в Тихом океане. В умеренных и высоких широтах вихревые цепочки наблюдаются с подветренной стороны Алеутских и Курильских островов, за о. Чеджудо в Тихом океане, о. Ян-Майен в Атлантическом.

Горизонтальный размер вихрей, отрывающихся от острова, соизмерим с его горизонтальным размером и составляет обычно около 40 км. При движении вниз по потоку горизонтальный размер вихря постепенно увеличивается. Вихри, отрывающиеся с разных сторон острова, увеличиваясь в размерах, начинают взаимодействовать друг с другом и вследствие этого разрушаются. Расстояние между центрами соседних вихрей, отрывающихся с одной стороны острова (рис. 44), составляет 40–150 км, а расстояние между проекциями центров вихрей, отрывающихся с разных сторон острова (h на рис. 44), составляет 25–85 км. Общая длина вихревой цепочки с подветренной стороны достигает 600 км, а число вихрей колеблется от 2 до 6. Периодичность отрыва вихрей изменяется от 1 до 15 ч и составляет в среднем 8 ч. Время существования индивидуального вихря может достигать 30–40 ч. Скорость перемещения вихрей составляет 0,7–0,8 скорости невозмущенного потока, а тангенциальные компоненты скорости в индивидуальных вихрях — 2–4 м/с.

Механизм образования подветренных вихревых цепочек.

Вихревые цепочки с подветренной стороны островов близки к цепочкам, наблюдающимся в лабораторных экспериментах при обтекании жидкостью вертикального цилиндрического тела, занимающего все вертикальное сечение сосуда. Впервые образование и отделение таких вихрей в лабораторном эксперименте описал Струхаль (1878), а процесс генерации точечных вихрей в результате бокового обтекания тела был теоретически рассмотрен в работах Кармана (1911). За явлением серии вихрей в турбулентном следе закрепился термин — цепочка Кармана. Вихревые цепочки возникают в связи с тем, что при боковом обтекании тела с вертикальными стенками в пограничном слое вблизи стенки в результате торможения генерируется завихренность. При достижении некоторого критического числа Рейнольдса, ха-

рактизирующего соотношение между силами инерции и вязкости, реализуется квазипериодический режим движений, в котором генерирующаяся вблизи стенки завихренность увлекается потоком как отдельная циркуляционная система. Под действием диссипативных сил эта вихревая система постепенно расширяется, а интенсивность циркуляции в ней убывает. Вследствие нелинейного взаимодействия вихревых систем, образующихся с обеих сторон препятствия, происходит их взаимное приспособление, обеспечивающее попеременную генерацию и отрыв вихрей с каждой стороны. При дальнейшем увеличении числа Рейнольдса квазипериодическая структура сменяется турбулентным течением. В соответствии с результатами лабораторных экспериментов режим вихревых цепочек реализуется при $40 \leq Re \leq 200$. Различным значениям числа Рейнольдса соответствует определенная структура течений.

Анализ и прогноз подветренных вихревых цепочек. С цепочками Кармана не связаны опасные явления погоды, но они наблюдаются в океанических районах с редкой сетью метеорологических станций и характеризуют состояние крупномасштабного потока в атмосфере. Основным средством анализа являются космические снимки облачности. Необходимо также знание топографии препятствий — горизонтальных размеров и высоты, так как они необходимы для анализа возникающих возмущений. На рис. 44 изображены основные геометрические характеристики вихревой цепочки для случая обтекания изолированного препятствия. Их можно рассчитать по снимку облачности со спутника и картам местности. Появление цепочки вихрей за препятствием свидетельствует о том, что на высоте ниже высшей точки препятствия имеется инверсионный слой. По ориентации вихревых цепочек относительно препятствия можно оценить направление невозмущенного потока, оно совпадает с направлением, в котором вытягиваются вихри с подветренной стороны препятствия (рис. 44). При обтекании препятствия в Северном полушарии вихри с циклоническим вращением отрываются с правой стороны, а с антициклоническим вращением — с левой, если смотреть вниз по потоку. Смена направления воздушного течения в области вихревых цепочек устанавливается по чередованию вихрей на снимке.

Скорость ветра в невозмущенном потоке приближенно можно оценить несколькими способами. При образовании вихревых цепочек скорость ветра в нижнем подынверсионном слое атмосферы составляет 7–12 м/с. Из определения числа Рейнольдса $Re = Vd/\nu$, где d — эффективный горизонтальный размер препятствия, следует, что при прочих равных условиях за более крупными островами вихревые цепочки

могут образовываться при меньших скоростях невозмущенного потока. Этот вывод подтверждается наблюдениями, появление вихревых цепочек за более крупными островами, например, о. Мадейра, происходит при меньших значениях V , чем за небольшими о-вами Ян-Майен. Если принять, что среднее значение числа Рейнольдса при образовании вихревых цепочек составляет 100, а коэффициент турбулентной вязкости для случаев с вихревыми цепочками равен $1,5 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$, то из определения Re можно получить формулу для оценки скорости невозмущенного потока (м/с) $V = 150/d$, где d выражено в километрах.

Если скорость невозмущенного потока в районе препятствия известна, то можно рассчитать некоторые дополнительные характеристики вихрей, такие как скорость перемещения и частоту отрыва. Скорость перемещения вихрей в цепочке может быть рассчитана по формуле

$$V_e = V \left[0,5 + (0,25 - 0,795 \frac{a}{h})^{\frac{1}{2}} \right], \quad (1)$$

параметры a и h показаны на рис. 45. Периодичность отрыва вихрей задается формулой $T = a/V_e$, вычислив V , можно оценить периодичность.

Для оценки коэффициента турбулентности по вихревым цепочкам используется число Линя

$$\beta = \frac{St}{Re} = \frac{\nu}{TV^2}, \quad (2)$$

где St — число Струхала. Преимущество использования числа Линя состоит в том, что по данным лабораторных экспериментов оно изменяется при вихревых цепочках в небольших пределах ($2,5 \cdot 10^{-3} \geq \beta \geq 10^{-3}$). Фиксируя число Линя, можно определить коэффициент турбулентной вязкости по известным значениям скорости невозмущенного потока и периодичности отрыва вихрей:

$$\nu = \beta TV^2. \quad (3)$$

Если невозмущенная скорость ветра неизвестна, можно использовать приближенное соотношение $V_g = 0,75V$. С использованием параметра a выражение (3) можно представить в виде

$$\nu = \frac{0,5\beta a^2}{T}. \quad (4)$$

Зная периодичность отрыва вихрей и расстояние между их центрами, можно оценить вязкость. Полученное значение используется для оценки V при заданном значении Re . Данные о периодичности отрыва вих-

рей получают, если в распоряжении имеются последовательные космические снимки облачности.

Для прогнозирования мезомасштабных вихревых цепочек используются прогностические данные о ветре и температурной стратификации. Образования вихревых цепочек можно ожидать, если в районе гористых островов прогнозируется устойчивый поток со скоростью 7–15 м/с, в случае малых островов скорость должна быть больше, чем в случае крупных. Другим необходимым условием является прогнозирование устойчиво стратифицированного слоя (инверсии), нижняя граница которого находится ниже вершины острова. Используя прогностическое значение V , характерное значение $\nu = 1,5 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$ и эффективное сечение острова по отношению к набегающему потоку d , вычисляется число Рейнольдса $Re = Vd/\nu$. Если его значение попадает в интервал $200 > R > 50$, то можно прогнозировать возникновение цепочки вихрей с подветренной стороны. С той же целью можно произвести расчет числа Линя по формуле (2). При заранее заданных значениях ν и T формула (2) представляет простое соотношение $\beta = A/V^2$, где $A = \nu/T$. Если принять характерные для вихревых цепочек значения $\nu = 1,8 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$, $T = 5 \text{ ч}$, то получим $\beta = 0,1/V^2$. Так как вихревые цепочки наблюдаются при $2,5 \cdot 10^{-3} \geq \beta \geq 10^{-3}$, то скорость перемещения вихрей составит более 10 м/с.

4.5. Ветер склонов и горно-долинная циркуляция

Формы и масштабы орографических неоднородностей, как и возбуждаемые ими циркуляции, разнообразны. Склон может трактоваться в масштабе отдельной горы, серии горных массивов, составляющих долину реки среднего размера, и в масштабе горного хребта, когда под склоном понимается общее понижение рельефа от гребня хребта к равнине. Нас интересует воздействие на условия погоды группы склонов, но рассмотрение механизма явления будет проводиться на примере элементарного склона. Анализ и прогноз местной циркуляции в горах важен для метеорологического обслуживания легких самолетов и вертолетов, прогноза облачности и ливневых осадков в горной местности, а также для выявления условий загрязнения воздуха в долинах.

Общая характеристика ветра склонов и горно-долинной циркуляции. Ветром склона называют локальную циркуляцию, имеющую выраженную суточную периодичность, состоящую в том, что в дневные часы над нагретыми склонами воздух поднимается вверх по склону, а в ночные часы над остывшими склонами гор опускается.

кается вниз по склону. Горно-долинной циркуляцией называют циркуляцию, при которой в дневные часы в приземном слое ветер дует вверх по долине (долинный ветер), а в ночные часы — вниз по долине (горный ветер). Ветры склонов являются элементами горно-долинной циркуляции. Ветры склонов и горно-долинные ветры развиваются в тех случаях, когда через горы не проходят крупномасштабные возмущения, а имеет место радиационный режим, характерный для антициклонических условий погоды. Поэтому они наблюдаются в тропических и субтропических широтах в сезоны, когда минимально воздействие крупномасштабных возмущений. В умеренных широтах горно-долинная циркуляция типична для летних месяцев, в зимнее время в высоких широтах из-за малого светового дня в горной местности доминируют горные ветры, дующие вниз по склону, которые в условиях Антарктиды достигают ураганной силы и именуются стоковыми ветрами. В умеренных широтах под воздействием горных ветров в масштабе горного хребта образуется антициклонический фен.

Характеристики ветра склонов и горно-долинной циркуляции (скорость ветра, время смены горного ветра долинным и наоборот) зависят от местных условий таких как размер долины (ширина, длина, крутизна склонов), ориентация относительно господствующих ветров, наличие или отсутствие ледников, продолжительность светлого времени суток. Они меняются в широких пределах. Время наступления горного ветра изменяется от 18 до 8 ч, а долинного — от 7 до 12 ч местного времени. Скорость приземного ветра при горно-долинной циркуляции варьируется в широких пределах — от 1–2 м/с в закрытых долинах до 10–15 м/с в высокогорных, ориентированных вдоль господствующего направления ветра, когда компонент горной или долинной циркуляции складывается с общим потоком воздуха. Под воздействием горно-долинной циркуляции формируется характерный суточный ход температуры, который в летнее время повышается между 7–10 ч местного времени, пока не устанавливается долинный ветер. Затем ход температуры замедляется, и максимум приходится на 15 ч местного времени. Резкое понижение температуры происходит между 18–20 ч местного времени, когда долинный ветер сменяется горным. Воздействие ветра склонов и горно-долинной циркуляции на распределение облачности состоит в том, что в первую половину дня конвективные облака притягиваются долинной циркуляцией к гребню гор, а в вечерние часы под действием горных ветров облачность смещается в предгорья. В масштабах горного хребта можно говорить об общей направленности приземного воздушного потока от равнины к горам в дневные часы и о ветре с гор на равнины в вечерние и ночные. Ночной

ветер с гор на равнину в горах Наталь (ЮАР) формируется в слое толщиной 400–800 м и имеет скорость 4 м/с. В дневные часы ветер с равнины на горы наблюдается в слое 500–750 м со скоростью 2 м/с. В летнее время развит поток с равнины на горы, а в зимнее время — с гор на равнину. Аналогичная закономерность характерна для гор Средней Азии в летний период, когда в предгорной части Ферганской долины в вечерние часы регистрируются сильные ветры с гор в местах выхода на равнину речных долин.

Механизм ветра склонов и горно-долинной циркуляции.

Ветры склонов представляют разновидность естественной конвекции, но конвективный режим реализуется над наклонной поверхностью, поэтому градиент температуры (плотности), возникающий в результате нагревания подстилающей поверхности, оказывается ориентированным под некоторым углом к направлению силы тяжести (рис. 45). Режим конвекции смешанный, он обладает одновременно свойствами конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом (охлаждаемом) снизу, так как действуют градиент $\Delta\Theta_v$, направленный против (вдоль) силы тяжести, и градиент $\Delta\Theta_r$, направленный по нормали, возрождающий конвекцию в слое жидкости, неравномерно подогреваемой сбоку (аналог естественной конвекции в сосуде, боковые стенки которого находятся при разной температуре). Предположения о конвективном механизме ветра склонов впервые были изложены в 1922 г. и представляли собой идеализацию задачи о естественной конвекции.

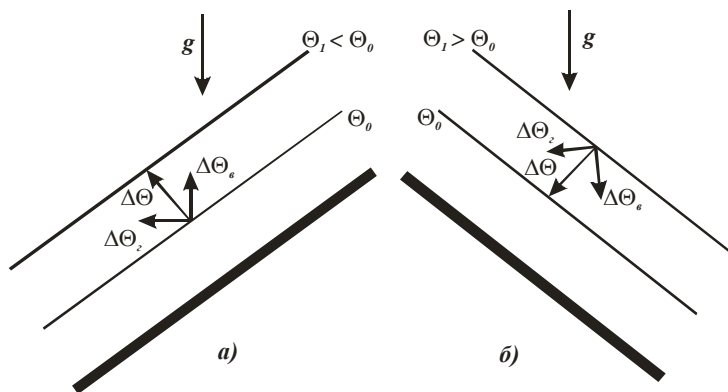


Рис. 45. Схема распределения температуры воздуха вдоль склона днем *a* и ночью *б*. Индексами *v* и *г* обозначены вертикальные и горизонтальные составляющие градиента температуры

В дневные часы, когда в результате инсоляции склон нагревается, под действием сил плавучести в вертикальном направлении возникает конвекция подобно конвекции в горизонтальном слое жидкости, а под действием горизонтального градиента температуры, направленного от горы к долине, создается система циркуляции (рис. 45, *а*). Возникающий циркуляционный контур приводит к деформации поля температуры (рис. 45, *а* — пунктир), т. е. вызывает некоторое понижение температуры в нижней части склона и повышение вблизи вершины. Этим и объясняется замедление роста температуры в дневные часы при развитии ветра склонов и горно-долинной циркуляции. В ночные часы, когда из-за излучения поверхность склона охлаждается, вертикальный компонент градиента температуры не играет роли, так как $\Delta\Theta_v > 0$, а движение возбуждается только горизонтальным компонентом $\Delta\Theta_r$, который направлен от долины к горе (рис. 45, *б*). Такое распределение температуры приводит к образованию циркуляции, показанной на рис. 46, *б*.

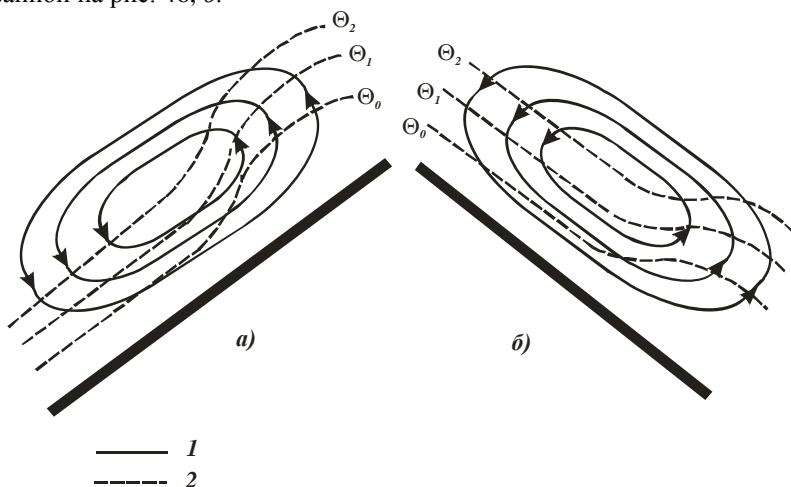


Рис. 46. Схема течений ветра склона днем (*а*) и ночью (*б*): 1 — линии тока, 2 — изотермы

Отметим, что так же, как при конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу, или при конвекции в слое жидкости, обладающей разными температурами на боковых границах, движения возникают при достижении некоторого критического числа Рэлея, характеризующего баланс между силами плавучести и силами вязкости, однако в качестве дополнительного параметра имеет значение угол наклона поверхности. Поскольку вертикальные компоненты

силы плавучести в дневное и ночное время действуют по-разному, то ветры склонов в дневное и ночное время имеют различную вертикальную структуру. Катабатические ночные ветра имеют меньшую вертикальную мощность, так как процессы вертикального обмена ночью ослаблены по сравнению с дневными часами.

Горно-долинная циркуляция создается комплексом склонов, образующих долину. Она может быть представлена в виде схем, изображенных на рис. 45 и 46, где под склоном понимается общий наклон горной долины, однако на самом деле на циркуляцию в горной долине в равной мере влияет дифференциальный нагрев как вдоль долины, так и по ее сторонам. В результате образования продольного и поперечного градиентов температуры характер циркуляции становится трехмерным, образуется геликальная (спиралевидная) система течений (рис. 47), создающая в дневное время общий поток воздуха вверх по долине в приземном слое и нисходящие течения вдоль оси долины. В ночное время характер циркуляции меняется на противоположный. На рис. 47 показана система течений, характерная для орографически и радиационно-симметричной долины.

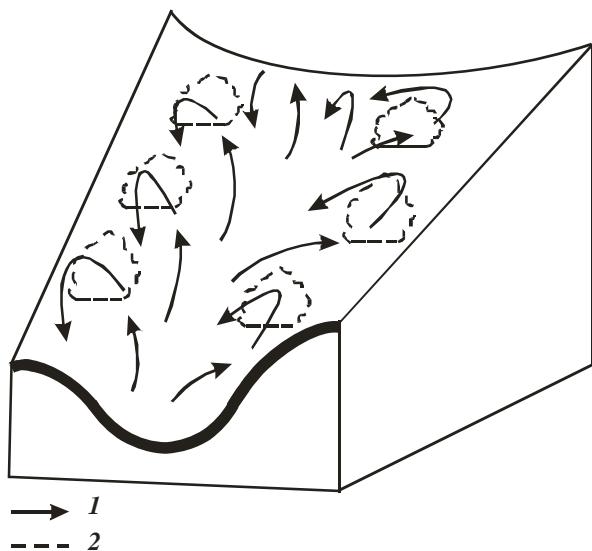


Рис. 47. Схема горно-долинной циркуляции: 1 — направление течений вблизи поверхности Земли и на высотах, 2 — участки образования облаков вдоль склонов долины

При значительной орографической асимметрии долины и отличающихся условиях радиационного нагрева возникает спиралевидная циркуляция, состоящая не из двух симметричных ветвей, а из одной, в которой восходящие течения образуются вдоль освещенного солнцем нагретого склона долины, а нисходящие — вдоль затененного, холодного. Наблюдаются промежуточные формы горно-долинной циркуляции, когда вследствие асимметрии нагрева склонов долины одна из ветвей геликальной циркуляции, соответствующая нагретому склону долины, оказывается более развитой, чем другая, образующаяся позднее над затененным склоном. Описанная выше структура течений воспроизводится численными моделями горно-долинной циркуляции. Пример распределения кучевых облаков под воздействием горно-долинной циркуляции приведен на рис. 48.

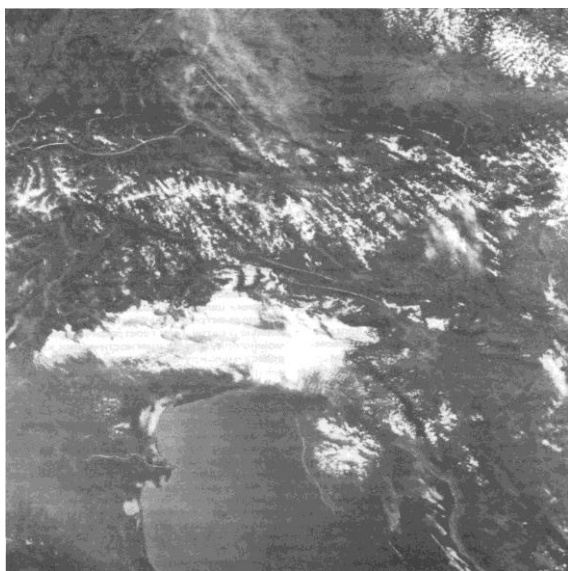


Рис. 48. Распределение облачности под действием горно-долинной циркуляции в Восточных Альпах

В нижней части снимка видна северная часть Адриатического моря, в верхней — долины рек на южных склонах Восточных Альп. Долины рек светлые (тон изображения светло-серый), а покрытые лесом склоны гор — более темные. На водораздельных хребтах в западной части гор белый цвет соответствует снежному покрову. Северные

склоны Альп свободны от облаков, а вдоль южных склонов видны гряды кучевых облаков. Кучевые облака расположены вдоль склонов боковых хребтов, а долины рек свободны от облачности.

Анализ и прогноз ветра склонов и горно-долинной циркуляции. Анализ и прогноз горно-долинной циркуляции в крупных долинах представляют интерес для легкой авиации, а в промышленно-освоенных долинах — для оценки и прогнозирования загрязнения воздуха. Ветры склонов анализируют с помощью сети метеорологических наблюдений и снимков облачного покрова со спутников, но существующие средства наблюдений имеют определенный предел. Средством количественной оценки эффектов горно-долинной циркуляции и ветра склонов в конкретном географическом районе является накопленная статистика, связывающая характеристики местных циркуляций с параметрами крупномасштабного потока. Определяются горизонтальные градиенты температуры между горами и долинами, устанавливаются статистические связи между ветром склонов (горно-долинной циркуляцией) и температурным контрастом гора–долина. Другим параметром, влияющим на образование горно-долинной и склоновой циркуляции, является ветер. Температурные различия между горами и равниной определяются состоянием облачного покрова, вместо температурного контраста гора–равнина для оценки появления горно-долинной циркуляции пользуются данными об облачности. Для оценки вероятности горно-долинной циркуляции рекомендуется использовать график (рис. 49).

По оси ординат откладываются данные о количестве облаков в первую половину дня (ночи) из результатов наземных наблюдений или космических снимков, по оси абсцисс — скорость ветра в нижнем слое атмосферы над равниной. Толщина слоя выбирается исходя из высоты гор, информация о горно-долинной циркуляции — из измерений ветра на горной станции. В качестве меры интенсивности используется скорость долинного (горного) ветра в полуденные и ночные часы. Высокие значения скорости группируются в нижней части диаграммы, на графике проводятся изолинии и количественно оценивается интенсивность долинного (горного) ветра. Для использования эмпирического графика в прогностических целях необходимо иметь данные о прогнозе ветра и облачности. Прогностические данные о ветре (или геострофическом ветре) берутся из прогностических карт, а прогноз облачности составляется с использованием применяемых в подразделении методов. По прогностическим данным о ветре и облачности с помощью графика оценивается возможность появления горно-долинной циркуляции. Если не представляется возможным его построить, то пользу-

ются следующим правилом. Появление горно-долинной циркуляции и ветра склонов вероятно при ясной и малооблачной погоде в первую половину дня (ночи) и слабом ветре над равниной вблизи гор. При наличии метеорологических станций в предгорьях и горах для оценки скорости долинного и горного ветра можно построить эмпирические соотношения типа $V = A + B\beta$, где V — скорость долинного (горного) ветра; β — градиент температуры вдоль склона гор, рассчитанный по измерениям температуры на горной и равнинной станциях. Для гор Тянь-Шаня предложены значения $A = 0,63$ м/с для долинного ветра и $A = 1,34$ м/с для горного ветра, значения B — 115 м²/(с·К) для долинного и 170 м²/(с·К) для горного ветра.

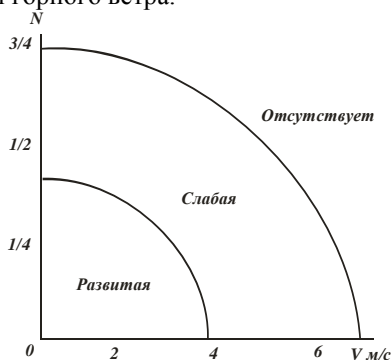


Рис. 49. Эмпирический график для оценки горно-долинной циркуляции по данным об облачности и скорости ветра

Горно-долинная циркуляция и ветры склонов оказывают влияние на суточный цикл облачного покрова в горах, что необходимо учитывать при краткосрочном прогнозировании облачности. В первую половину дня и после полудня конвективные облака, развивающиеся в горной местности, имеют тенденцию подниматься вверх по долинам и склонам, постепенно развиваясь и укрупняясь, они дают максимум облачности и ливневых осадков в послеполуденные часы в верхней части гор. В вечерние часы под действием горного ветра облачность имеет тенденцию опускаться в долины и предгорья, и максимум облачности и ливневых осадков в предгорьях смещается на вечерние часы. Анализируя информацию, получают точные оценки времени максимума облачности и ливневых осадков, в которых учитываются местные особенности, рельеф, длительность дня и ночи. Зная закономерности суточного хода облачности и осадков в горах, можно прогнозировать метеорологические величины.

Глава 5. МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗБУЖДЕННЫЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Рельеф местности оказывает механическое и термическое воздействие, поэтому деление мезомасштабной циркуляции на орографическую и термическую условное. К последней относятся такие типы движений, в которых термический фактор доминирует, но под действием рельефа термически возбужденные циркуляции трансформируются. Например, бризовая циркуляция над равнинным побережьем отличается от бризовой циркуляции в районе холмистого или гористого побережья, где на нее «накладываются» ветры склонов и барьерный эффект высоких берегов. При анализе условий погоды, связанных с термической неоднородностью подстилающей поверхности, необходимо учитывать орографию района, внося поправки в анализ и прогноз.

5.1. Бризы

Общая характеристика явления. Бризом называется местная циркуляция, возникающая в прибрежной зоне вследствие температурных различий между поверхностью воды и суши. В дневные часы, когда температура поверхности суши становится выше температуры водной поверхности, развивается морской бриз — воздушный поток, направленный в приземном слое с моря на сушу. В ночные часы, когда температура поверхности воды становится выше, чем температура поверхности суши, развивается береговой бриз — воздушный поток, направленный в приземном слое с суши на море. Бризовая циркуляция известна жителям прибрежной зоны многих частей земного шара. До XX в. ее инструментальных измерений не производилось, первые наблюдения касались приземных ветров, затем циркуляция стала изучаться и в свободной атмосфере с помощью шаров-пилотов и радиозондов, в дальнейшем появились регулярные наблюдения со спутников и измерения с помощью радиолокаторов. В настоящее время бризовая циркуляция является одним из наиболее изученных типов местной циркуляции. Бризы хорошо выражены и распространены в тропиках, где наблюдаются в течение всего года. Например, в Индии отмечаются в 2/3 дней, регулярны бризы на восточном побережье Африки и в прибрежных тропических районах, где крупномасштабные возмущения воздушного потока редки. В умеренных широтах бризовая циркуляция возникает летом, регулярность нарушается прохождением

крупномасштабных атмосферных возмущений. Бризы наблюдаются не только в прибрежной зоне морей, но и вдоль берегов озер и крупных рек. Например, бризовая циркуляция регулярно возникает у берегов Великих озер в Северной Америке, ее можно наблюдать в нижнем течении р. Волги в России.

Явление морского бриза состоит в том, что возникает система прямой термической циркуляции, в которой над теплой поверхностью суши образуются восходящие течения воздуха, над более холодной водной поверхностью — нисходящие, в приземном слое возникает воздушный поток с моря на сушу, а на некоторой высоте появляется компенсационный поток, направленный с суши на море. Образование морского бриза приводит к появлению ветра, скорость которого составляет 5–7 м/с, при сложных условиях рельефа — 10 м/с. При появлении морского бриза происходит падение температуры воздуха и повышение влажности.

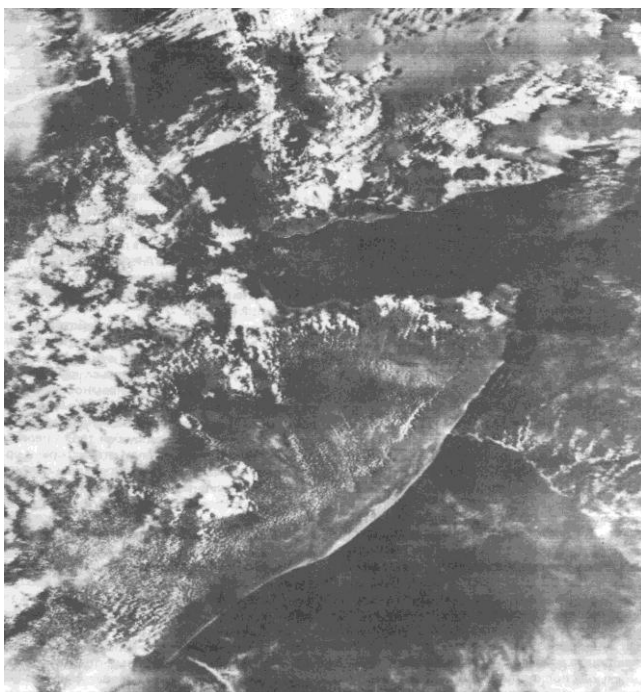


Рис. 50. Распределение облачности при бризовой циркуляции, восточное побережье Африки

Вдоль побережья образуется зона малооблачной или безоблачной погоды шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров (в зависимости от интенсивности бриза и условий рельефа). Над сушей, на удалении от береговой линии, образуется бризовый фронт, в котором развиваются кучевые и кучево-дождевые облака. Он хорошо заметен на космических изображениях облачного покрова и указывает на глубину проникновения морского бриза на сушу. В тропиках глубина проникновения достигает 100 км, в отдельных случаях — 300 км от береговой линии, в умеренных широтах — 20–50 км. Пример распределения облачности вблизи побережья при морском бризе приведен на рис. 50.

Вдоль берега Индийского океана над сушей отчетливо заметна свободная от облаков полоса, ширина которой изменяется от 70 до 100 км. Она ограничена узкой зоной, в которой кучевые облака хорошо развиты, в отличие от континента. Полоса кучевой облачности указывает на глубину проникновения морского бриза на сушу и положение бризового фронта.

Мощность морского бриза по вертикали составляет 100–1000 м, в тропиках она больше, чем в умеренных широтах, мощность возвратного течения, расположенного над морским бризом, 500–3000 м. Время появления морского бриза зависит от конкретного географического района и времени года. Дневные (морские) бризы образуются в период от 8 до 12 ч местного времени, их затухание происходит вечером — от 19 до 21 ч местного времени. Явление берегового (ночного) бриза состоит в образовании прямой термической циркуляции, в которой над холодной поверхностью суши появляются нисходящие движения воздуха, а над более теплой водной поверхностью — восходящие, в приземном слое возникает поток с суши на море, а на некоторой высоте появляется компенсационный поток с моря на сушу. Береговые бризы выражены не так хорошо, как морские. Они уступают морским бризам по силе ветра и вертикальной мощности.

Механизм бризовой циркуляции. В утренние часы под действием солнечной радиации происходит более интенсивное нагревание поверхности суши, чем воды, появляется контраст температуры в приземном слое воздуха, расположенном над сушей и морем. Под действием турбулентного обмена и мелкомасштабной конвекции тепло над сушей переносится в более высокие слои атмосферы и создается горизонтальное распределение температуры (рис. 51). Оно аналогично случаю естественной конвекции в сосудах, боковые стенки которых находятся при разных температурах. Отличие ситуации в атмосфере состо-

ит в том, что боковые стенки проницаемы, а температурные контрасты постепенно исчезают с высотой.

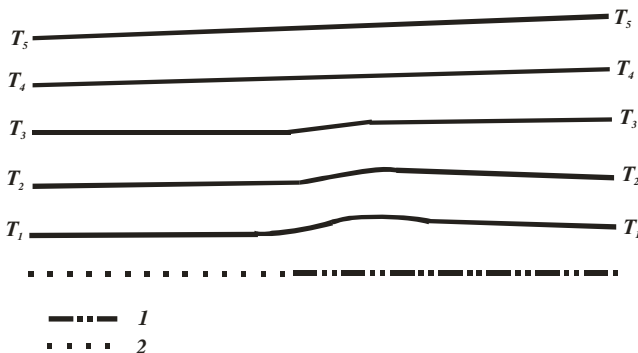


Рис. 51. Распределение температуры, приводящее к появлению морского бриза: 1 — море, 2 — суша

Известно, что в слое жидкости, заключенном между двумя боковыми стенками с разной температурой, конвективные течения появляются при достижении некоторого критического числа Грасгофа (или Рэлея), как в случае конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу. Однако в числе Грасгофа под ΔT подразумевается перепад температуры между боковыми стенками, L — расстояние между ними:

$$Gr = agL^3 \frac{\Delta T}{\nu^2}. \quad (1)$$

Как и в случае конвекции Рэлея — Бенара, критическое значение числа Грасгофа, при котором возникают конвективные течения, зависит от граничных условий. При затухании пульсаций скорости и температуры на боковых границах, что свойственно бризовой циркуляции, $Gr_{кр} = 5000$. Это значит, что при характерном для нижнего слоя атмосферы коэффициенте турбулентной диффузии $\nu = 30 \text{ м}^2/\text{с}$ и начальном горизонтальном размере бризовой ячейки порядка 1 км для возникновения неустойчивости и появления циркуляции необходим перепад температуры $\Delta T = 0,15 \text{ К}$ на расстоянии 1 км. С течением времени, по мере усиления контраста температуры между сушей и морем, увеличиваются горизонтальные и вертикальные размеры бризовой ячейки. Схематическое распределение циркуляции и отклонений температуры от среднего значения в бризовой ячейке представлено на рис. 52.

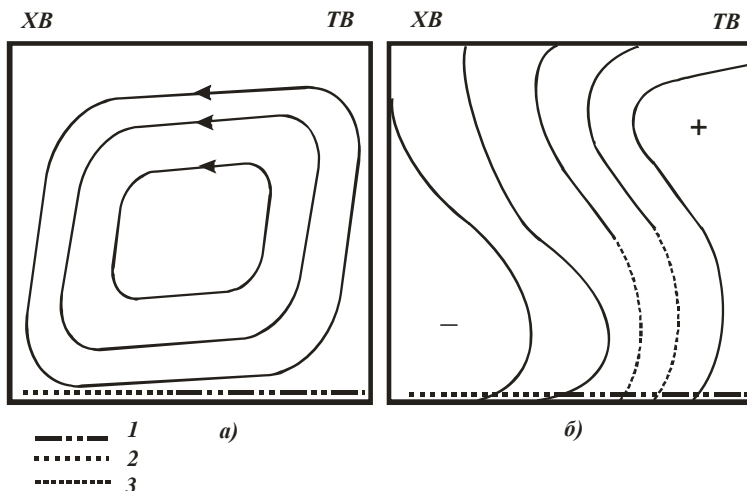


Рис. 52. Схема циркуляции (*а*) и деформации поля температуры (*б*) в морском бризе. Знаком минус указана область низкой температуры, а знаком плюс — область высокой температуры: 1 — море, 2 — суша, 3 — зона образования бризового фронта

Возникновение циркуляции обусловлено подъемом воздуха вдоль теплой стенки и опусканием его вдоль холодной. В случае сплошной среды в верхней части области возникает поток от теплой стенки к холодной, а в нижней части — наоборот. Как в случае конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом снизу, в системе бризовой циркуляции реализуется механизм, обеспечивающий более интенсивный тепло- и массообмен, способствующий выравниванию интегральных контрастов температуры (плотности), которые существовали бы в режиме турбулентного обмена. Выравнивание интегральных контрастов (осредненных по всей области) не означает отсутствия локальных в системе бризовой циркуляции. Для циркуляционных ячеек, возникающих в результате естественной конвекции, характерна область сгущения изотерм, образующихся между очагами тепла и холода. В условиях атмосферы вследствие трения вблизи поверхности зона сгущения хорошо выражена в нижней части циркуляционной ячейки (рис. 52, *б*). Ее наличие в системе естественной конвекции объясняет появление бризового фронта. У поверхности Земли он указывает границу проникновения на сушу морского бриза. Поскольку передняя граница бризового фронта совпадает с участком восходящих течений, на ней

создаются условия, благоприятные для образования конвективных облаков и осадков. Положение бризового фронта бывает хорошо заметно на снимках облачного покрова (рис. 50). Береговой бриз имеет такой же механизм образования, как и морской, отличие состоит в том, что охлаждение земной поверхности вследствие излучения в ночные часы не распространяется в атмосферу так эффективно, как нагревание в дневные часы, поэтому температурные перепады образуются в более тонком слое атмосферы и бризовая циркуляция оказывается менее интенсивной. Механизм образования бризов можно объяснить возникновением бароклинной неустойчивости в идеальной (невязкой) жидкости, движущей силой которой является горизонтальный перепад температуры, однако необходим учет вязкости в задачах естественной конвекции.

Влияние крупномасштабного потока и особенностей рельефа на бризовую циркуляцию. Интенсивный воздушный поток с моря на сушу или с суши на море полностью подавляет бризовую циркуляцию, поскольку при интенсивной адвекции воздушных масс исчезает устойчивый температурный перепад в прибрежной зоне, являющийся источником бризовой циркуляции. При слабом и умеренном ветре ($V < 6$ м/с) воздействие крупномасштабного потока на бризовую циркуляцию зависит от направления. При ветре, направленном от более холодной к более теплой поверхности, ослабевают температурные контрасты в прибрежной зоне, и бриз становится менее интенсивным. При ветре, направленном от теплой поверхности к холодной, происходит усиление температурных контрастов, особенно в зоне бризового фронта. Это приводит к образованию на фронте более интенсивной конвекции. Интенсивная часть бризового фронта имеет обычно ширину 100–250 м, где отмечаются повышенная турбулентность и вертикальные скорости до 1–2 м/с. На интенсивных бризовых фронтах образуются кучево-дождевые облака, выпадают ливневые осадки и отмечаются грозы. Крупномасштабный воздушный поток, ориентированный параллельно береговой линии, не оказывает влияния на интенсивность бризовой циркуляции, но способствует образованию спераливидной циркуляции, при которой воздушные частицы движутся не по нормали к береговой линии, а под некоторым углом.

На бризовую циркуляцию оказывают влияние характер береговой линии и рельеф местности. Когда береговая линия состоит из серии заливов и мысов, бризовая циркуляция становится неоднородной. При морском бризе (рис. 53) в зоне мысов создается конвергенция воздушных потоков, а в районе бухт и заливов — дивергенция воздушных потоков в приземном слое воздуха, что приводит к обо-

стрению над мысами бризовых фронтов, а над бухтами и заливами — к ослаблению. Этот эффект заметен в распределении облачного покрова.

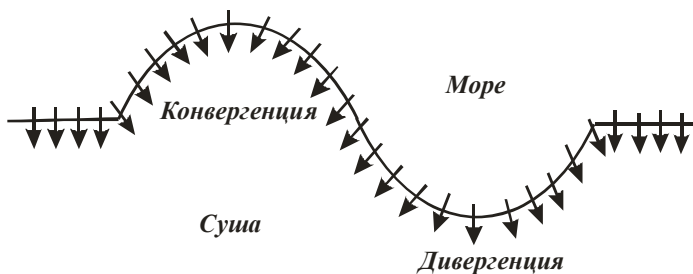


Рис. 53. Схема морского бриза вдоль побережья с искривленной береговой линией

Пример влияния кривизны береговой линии на характер бризовой циркуляции приведен на рис. 54. В центральной части снимка отчетливо виден п-ов Кейп-Йорк на северо-востоке Австралии, а к северу от него — южная часть о. Новая Гвинея.

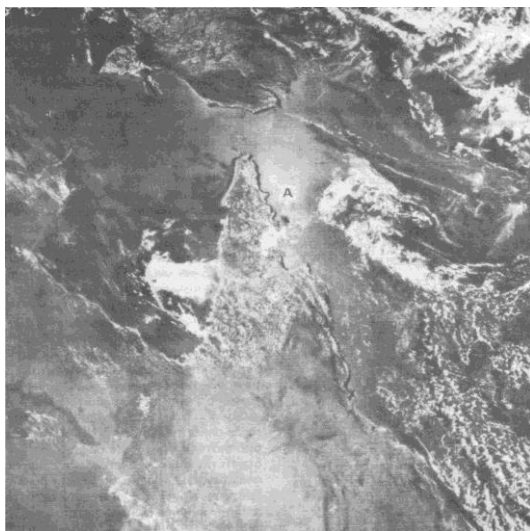


Рис. 55. Распределение кучевых облаков в прибрежной полосе Австралии

Восточная часть полуострова гористая, вершины достигают высоты 1,6 км. Береговая линия на востоке полуострова представляет собой серию мысов и заливов. В районе мысов облака приближаются к берегу, а в бухтах удаляются от него, облака над мысами являются более развитыми, чем в заливах (район А).

Кривизна береговой линии бывает связана с топографической неоднородностью рельефа, за береговой линией в заливах следуют пониженные участки суши, а мысы являются возвышенными. Таким образом, над мысами бризовая циркуляция усиливается дополнительно эффектами склонов. Это приводит к тому, что в прибрежной зоне мысов погода оказывается в дневные часы более облачной, чем в прибрежной зоне заливов или бухт. При береговом бризе (рис. 55) в районе мысов над прибрежной зоной моря создается зона дивергенции, а в прибрежной зоне заливов — зона конвергенции потоков в приземном слое воздуха.

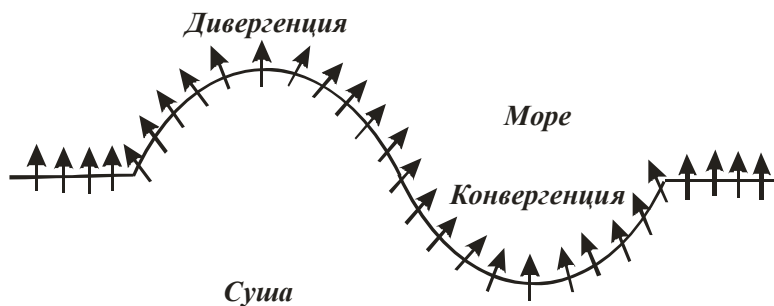


Рис. 55. Схема берегового бриза вдоль побережья с искривленной береговой линией

Это приводит к тому, что в ночное время бризовый фронт обостряется над заливами, где происходит образование облаков.

Мезомасштабный анализ и прогноз бризовой циркуляции.

Бризы влияют на условия погоды и приводят к образованию ливневых осадков и гроз в зоне бризового фронта. Интерес к прогнозу бризов возрос с проблемой загрязнения воздуха, так как во время берегового бриза выбросы загрязняющих веществ переносятся с поверхности суши в прибрежную морскую зону, а затем с наступлением морского бриза загрязненный воздух вновь возвращается на сушу, вызывая значительное повышение концентрации загрязняющих веществ в прибрежной зоне. Сеть метеорологических станций не дает нужного пространственного разрешения для оперативного анализа и прогноза бри-

зов. Оптимальным является мезомасштабный анализ бризовой циркуляции на основе комплексного использования спутниковых, радиолокационных и метеорологических наблюдений. В распоряжении синоптика-прогнозиста имеются снимки облачного покрова с пространственным разрешением, достаточным для идентификации облачных систем, возникающих в зоне бризового фронта. Анализируя последовательные изображения облачности, получают полное представление о времени возникновения облачности на бризовом фронте, перемещении его в течение суток и эволюции облачного покрова в течение суточного цикла бризовой циркуляции. Для анализа пространственно-временной эволюции облачных систем на бризовом фронте используются радиолокационные данные, пространственно-временная структура осадков на бризовом фронте.

Методы прогноза морского, берегового бриза и связанных с ними условий погоды в прибрежной зоне разрабатывают применительно к определенному географическому району. Подход базируется на том, что бризовой циркуляции присущ циклический характер, а возбуждающие силы являются устойчивыми, что позволяет эффективно использовать для прогнозирования климатическую информацию. Используют два подхода. Первый состоит в том, что с помощью трехмерной мезомасштабной модели, учитывающей конкретные географические условия местности, рассчитывается бризовая циркуляция для ряда характерных синоптических положений и создается каталог бризов, который синоптик может использовать в прогностической практике. Процедура прогнозирования сводится к тому, что по прогностическим картам производится оценка ожидаемого синоптического положения, а затем из каталога бризов выбираются результаты расчетов, которые применяются для прогнозирования основных характеристик бриза — скорости ветра, глубины проникновения бризового фронта, интенсивности, вероятности выпадения осадков. Такой подход позволяет использовать преимущества детерминированного прогнозирования бризов экономичным способом, исключающим необходимость проведения ежедневных расчетов. Второй подход состоит в том, чтобы выделить несколько характерных для данной местности синоптических положений, определяющих направление и скорость крупномасштабного потока. При выделении следует помнить, что на интенсивность бризовой циркуляции оказывают влияние два основных фактора — различие между температурой воздуха над поверхностью суши и поверхностью моря (ΔT), направление и скорость крупномасштабного потока в прибрежной зоне. Исходя из того, что температурные различия носят циклический характер, а крупномасштабный воз-

душный поток меняется нерегулярно, классификацию синоптических положений для получения климатических характеристик бриза необходимо создавать по направлению воздушного потока. Ограничимся ситуациями: крупномасштабный поток направлен с моря на сушу и с суши на море. В реальных условиях движение воздуха в крупномасштабном потоке может происходить под произвольным углом к береговой линии, при климатическом изучении бриза можно определять нормальный к береговой линии компонент скорости, умножая скорость ветра на $\cos\varphi$, где φ — угол между направлением ветра и нормалью к береговой линии.

В качестве параметров, характеризующих вероятность появления бризовой циркуляции, выбираются те, которые представляют собой комбинацию скорости ветра и разницы температуры между сушей и морем. Например, индекс для определения появления или отсутствия бризовой циркуляции

$$I_1 = \frac{V_g^2}{c_p \Delta T}, \quad (2)$$

где V — скорость приземного геострофического ветра в утренние часы, c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ΔT — максимальная разность между приземной температурой воздуха и температурой поверхности воды. Рассчитывая по ежедневным данным V_g , ΔT и определяя наличие морского бриза по данным о распределении облачного покрова на космических снимках, получают статистику, показывающую, при каких значениях индекса наблюдается бризовая циркуляция. Для оценки вероятности появления бриза можно рекомендовать индекс, имеющий смысл обратного числа Ричардсона,

$$I_2 = \frac{Re}{Gr} = \frac{V^2}{gaL\Delta T} = \frac{30V^2}{L\Delta T}, \quad (3)$$

где $Re = LV/\nu$ — число Рейнольдса, Gr — число Грасгофа, L — масштаб длины, который для бриза принят равным 1 км, а ΔT и V имеют тот же смысл, что и в (2). При расчете индексов бризовой циркуляции I_1 или I_2 целесообразно одновременно фиксировать количественные характеристики бриза — скорость ветра на прибрежных метеорологических станциях, глубину распространения бризового фронта, ширину облачной полосы и температуру верхней границы облаков на бризовом фронте. Последние три характеристики получают по снимкам облачного покрова. Глубина проникновения бриза определяется как расстояние от береговой линии до внешней границы облачной системы бризового фронта, ширина облачной полосы на бризовом фронте — как зона максимального скопления облаков, температура верхней гра-

ницы облаков оценивается непосредственно по космическому изображению. Две последние характеристики являются мерой интенсивности бризовой циркуляции. При наличии метеорологических наблюдений в зоне бризового фронта для характеристики интенсивности используются сведения об осадках и грозах. На рис. 56 и 57. приведены примеры возможного построения графиков.

Индекс I ₁ (I ₂)	Бриз отсутствует
10	Слабый бриз (на бризовом фронте кучевые облака, ветер, м/с)
8	Умеренный бриз (на бризовом фронте мощные кучевые облака, осадки маловероятны, ветер, м/с)
6	
4	Интенсивный бриз (на бризовом фронте кучево-дождевые облака, вероятны ливни и грозы, ветер, м/с)
2	

Рис. 56. Определение вероятности появления морского бриза

При прогнозировании морского бриза в районе искривленной береговой линии руководствуются правилами. В районе заливов морской бриз проникает дальше на сушу, бризовой фронт менее контрастен, облачность слабая, опасные явления погоды маловероятны. В районе узких полуостровов и мысов, всхолмленных или гористых, бризовый фронт проникает в глубь суши меньше, чем в районе бухт и заливов. Бризовый фронт здесь более обострен, велика вероятность слияния двух фронтов, поэтому над полуостровами и мысами на бризовых фронтах возникает мощная облачность, увеличивается вероятность осадков и гроз.

Бризы являются индикатором состояния крупномасштабного потока, в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений — синоптического положения. Морской и береговой бризы выражены только в тех случаях, когда отсутствует интенсивный крупномасштабный поток. Поэтому если на снимках облачного покрова вдоль берегов морей, озер или крупных рек хорошо видны облачные системы бризов, то это означает, что в данном районе в нижней тропосфере преобладают слабые ветры.

При общем направлении крупномасштабного потока с водной поверхности на сушу бризовый фронт размыт и облачность на нем маломощная, это относится только к равнинным прибрежным участ-

кам суши. Поэтому для оценки направления крупномасштабного потока по характеру облачности на бризовом фронте следует выбирать равнинные участки местности.

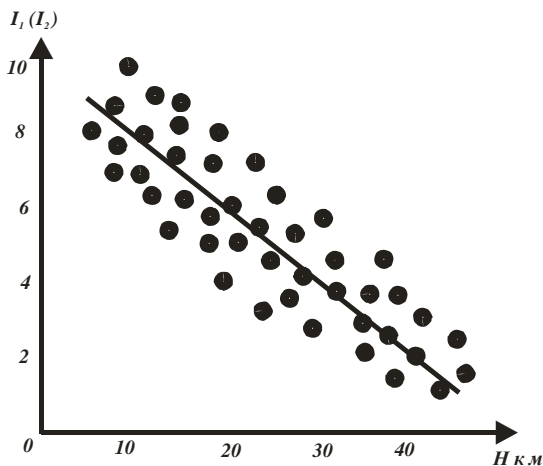


Рис. 57. График для определения глубины проникновения морского бриза

На гористых побережьях дополнительный подъем воздуха за счет натекания крупномасштабного потока на препятствия может привести к противоположному эффекту — увеличению облачности на бризовом фронте. При общем направлении ветра с суши на море глубина проникновения бриза уменьшается, а бризовый фронт становится более узким и обостряется. Индикатором потока с суши на море является узкая полоса мощных облаков, которая обнаруживается на космических снимках облачности.

5.2. Влияние неоднородности нагрева подстилающей поверхности на мезомасштабное распределение облачности

Неоднородности подстилающей поверхности и различия в температуре не так велики, чтобы возникла устойчивая система локальной циркуляции типа бризовой, но достаточны, чтобы образовывались разные типы облаков. В процессе интенсивной адвекции воздушные массы перемещаются с одной подстилающей поверхности на другую и на определенное время сохраняют свойства, полученные в

процессе тепло- и влагообмена с предыдущей поверхностью. Постепенно происходит трансформация воздушной массы и создаются характерные мезомасштабные особенности в распределении облачности. До появления космических снимков облачного покрова было трудно как получить сведения о размерах и продолжительности явлений, так и использовать информацию о влиянии неоднородности нагрева подстилающей поверхности на распределение облачности в анализе и прогнозе погоды. Рассмотрим влияние температуры поверхности на мезомасштабное распределение кучевообразной облачности в условиях неустойчивой стратификации и слоистых облаков, и туманов при устойчиво стратифицированной атмосфере. Основным источником информации являются снимки облачного покрова, так как они обеспечивают обзор с высоким пространственным разрешением.

Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение кучевой облачности. Термическая неоднородность подстилающей поверхности влияет на распределение кучевой облачности. В случае, когда скорость ветра невелика, развитие кучевых облаков происходит над перегретыми приподнятыми участками суши, а долины крупных рек, озера и заболоченные участки суши остаются свободными от них. Пример влияния внутренних водоемов на распределение кучевых облаков приведен на рис. 58.

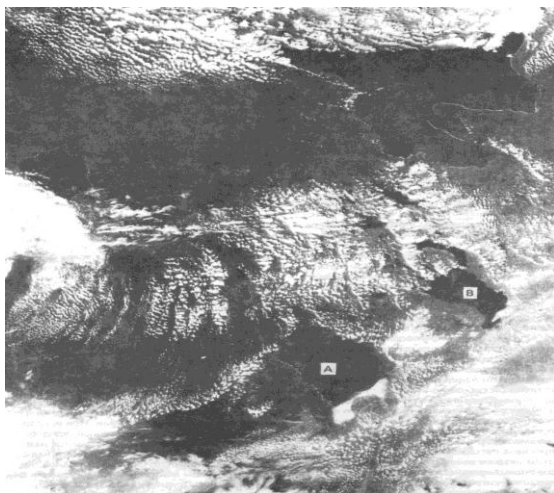


Рис. 58. Пример влияния внутренних водоемов на распределение конвективной облачности над северо-западом России

В левой части виден Ботнический залив, частично закрытый облачностью. В верхнем правом углу — Белое море, в центральной части снимка черным тоном изображены озера Финляндии и северо-запада России, наиболее крупными из них являются Ладожское (А) и Онежское (В). Просматривается распределение конвективных облаков над разными типами подстилающей поверхности, озера свободны от облаков, максимум конвективной облачности наблюдается над возвышенностями. Когда присутствует интенсивный перенос воздуха с холодной поверхности на теплую или наоборот, в поле кучевой облачности заметны теневые эффекты. Например, при переносе воздуха в летнее время с холодной поверхности моря на теплую поверхность суши можно видеть, что конвективная облачность начинает развиваться только на расстоянии 100–200 км от береговой линии и граница облачности точно повторяет конфигурацию береговой линии. При направлении воздушного потока с теплой поверхности суши на холодную поверхность моря кучевые облака, образовавшиеся над сушей, начинают разрушаться над холодной поверхностью воды. Пример влияния нагрева подстилающей поверхности на распределение кучевых облаков приведен на рис. 59.

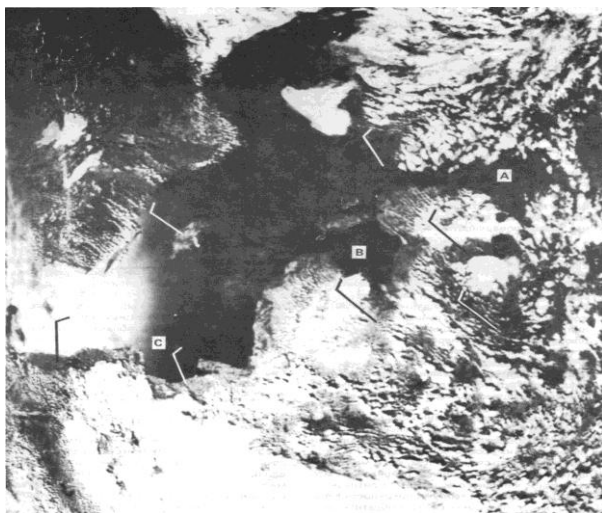


Рис. 59. Наветренные и подветренные эффекты в распределении конвективной облачности, побережье Балтийского моря

Центральную часть снимка занимает Балтийское море, в верхней левой части располагается южная оконечность Скандинавского полуострова. С востока на запад буквами *А*, *В* и *С* обозначены Финский, Рижский и Гданьский заливы Балтийского моря. На снимок нанесены данные о ветре у поверхности Земли в 12 ч в прибрежной зоне, из которых видно, что в момент съемки преобладал северо-западный воздушный поток. На побережье Скандинавского полуострова и северном берегу Финского залива облака вплотную подступают к береговой линии, а в отдельных местах наблюдаются над морем. На южном побережье Балтийского моря кучевые облака появляются на расстоянии 25–50 км от береговой линии. Такое распределение облачности объясняется тем, что облака, переносимые с теплой суши на холодное море, растекаются у побережья Скандинавского полуострова, а в холодном воздухе, поступающем с Балтийского моря на южное побережье, конвекция развивается после периода трансформации холодного морского воздуха над теплой поверхностью суши. Подобное наблюдается и при интенсивном воздушном переносе с холодной поверхности суши на более теплую поверхность моря или озера. Кучевые облака возникают на расстоянии от нескольких десятков до сотен километров от береговой линии повторяя ее ориентацию. Такие ситуации наблюдаются зимой в умеренных широтах, когда холодные массы континентального воздуха переносятся на теплую океаническую поверхность. Пример распределения облачности при воздушном потоке с холодного континента на теплую поверхность моря приведен на рис. 60.

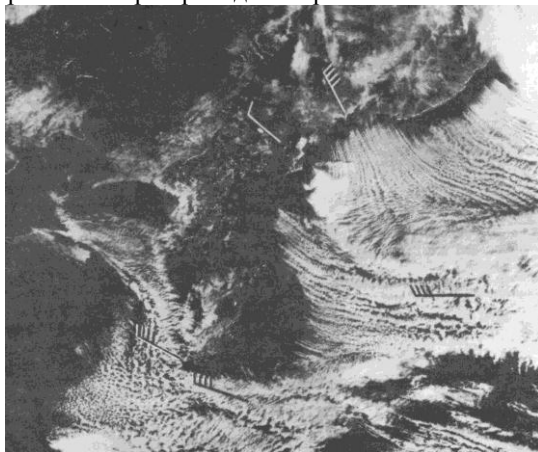


Рис. 60. Теневой эффект в облачности при переносе холодных масс континентального воздуха на теплую морскую поверхность

На снимке просматривается побережье Азиатского континента и Корейского полуострова, нанесены данные о ветре на уровне 850 гПа в 00 ч МСВ, которые свидетельствуют, что в данном районе имеет место перенос холодного воздуха из континентальных районов на теплую поверхность Японского моря. На снимке видна безоблачная полоса над морской поверхностью, которая повторяет конфигурацию береговой линии, ее ширина составляет 60–70 км. Образование облачности над морем начинается только после того, как происходит прогревание приподнятого слоя воздуха. Отмеченные закономерности необходимо использовать при мезомасштабном анализе облачности и краткосрочном прогнозе. В условиях антициклона с однородными синоптическими условиями необходимо прогнозировать на 1/8–1/4 больше облаков над приподнятыми участками рельефа, чем над пониженными. В прибрежной зоне морей и крупных озер при прогнозировании облачности следует учитывать направление и скорость ветра. При сильном ветре с холодной морской поверхности в прибрежной зоне шириной до 100–200 км можно ожидать малооблачную погоду. Зону малооблачной погоды шириной 200 км можно ожидать над теплой поверхностью моря при сильном ветре с холодной суши на море. Ширина зоны прояснения при переносе воздуха с холодной на теплую поверхность определяется двумя основными факторами — контрастом температуры между типами поверхности и скоростью воздушного потока, чем больше скорость ветра (V) и меньше температурный контраст (ΔT) между сушей и водой, тем дальше от береговой линии будут образовываться кучевые облака. Для прогноза кучевой облачности в прибрежной зоне крупных озер и морей можно построить для определенного района эмпирический график (рис. 61).

Для его построения используется индекс I_1 или I_2 , а ширина зоны с малооблачной погодой оценивается по космическим снимкам. Такие графики учитывают местные географические условия и необходимы при прогнозировании облачности в прибрежной зоне.

Мезомасштабные особенности в распределении облачности кроме прогнозирования погоды в локальном масштабе могут использоваться для качественной оценки направления и скорости крупномасштабного потока в данном районе. При наличии широкой безоблачной зоны над сушей вдоль побережья и постепенном появлении облачных гряд на некотором расстоянии от береговой линии на снимках облачности можно заключить, что в данном районе имеет место крупномасштабный перенос воздуха с моря (озера) на сушу. И наоборот, при сносе кучевых облаков с поверхности суши в прибрежную зону моря (озера) крупномасштабный поток направлен с суши на море.

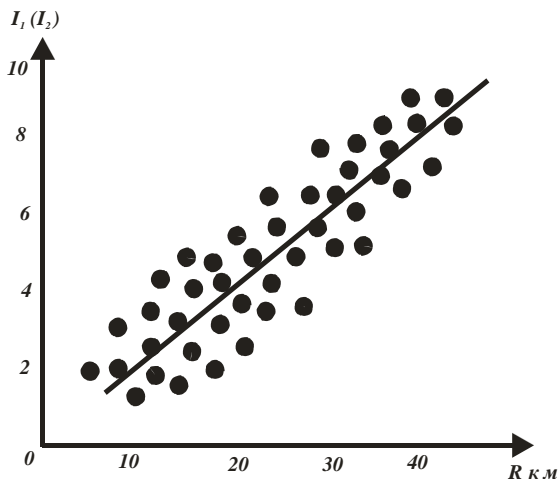


Рис. 61. Эмпирический график для оценки ширины малооблачной зоны вдоль побережья

При наличии безоблачной зоны вдоль побережья и росте кучевых облаков над теплой водной поверхностью можно говорить о том, что воздушный поток синоптического масштаба направлен с суши на море.

Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение слоистообразной облачности и тумана. Эффекты термической неоднородности подстилающей поверхности оказывают влияние на распределение не только кучевых, но и слоистых облаков и туманов. Частое появление туманов наблюдается в пониженных участках рельефа (речных и горных долинах, озерных котлованах), а также над районами холодных океанических течений. Вопросы образования туманов над поверхностями, охлажденными вследствие радиационных или динамических процессов, хорошо изучены. Физика явления состоит в том, что при сравнительно низком уровне перемешивания воздух, охлаждающийся от подстилающей поверхности, достигает состояния насыщения и образуется туман или низкие слоистые облака, механизм образования низких облаков и туманов подробно изложен в курсе физике атмосферы. Рассмотрим вопросы пространственного распределения зон низких облаков и туманов в связи с температурными неоднородностями поверхности.

Информацию о пространственном распределении низких облаков и туманов получают по космическим изображениям. На снимках

облачности трудно отличить низкие облака от туманов и в анализе используют метеорологические данные о нижней границе облаков. Для туманов и низких облаков, образующихся над сушей или внутренними водоемами, характерен рисунок, повторяющий рельеф местности. По этому признаку их легко отличить от более мощной облачности. Пример низкой облачности и туманов, связанных с радиационным охлаждением и стоком холодного воздуха в пониженные участки местности, приведен на рис. 62.

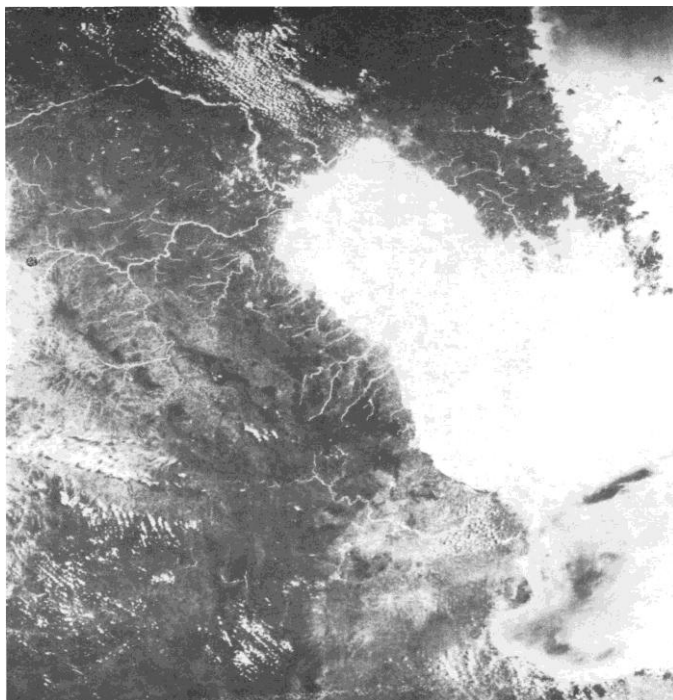


Рис. 62. Туман в речных долинах, северо-восток Китая

В восточной части снимка расположен Ляодунский залив, покрытый туманом. Речные долины изображены белым тоном, так как они заняты низким радиационным туманом. В умеренных широтах туманы в речных долинах в утренние часы осеннего сезона характерны для антициклональных условий. Информацию о туманах и облаках полезно анализировать совместно с топографической картой масштаба, сходного с космическим снимком. Это связано с тем, что верхняя граница

туманов и низких облаков однородна по высоте и практически совпадает с изогипсами. Сравнивая контур тумана с контуром изогипс, можно определить высоту верхней границы облаков или тумана на большой территории и получить сведения о мощности.

Над морем низкие облака и туманы образуются чаще над холодными течениями, где вследствие поднятия холодных вод происходят постоянное охлаждение приподнятого слоя воздуха и конденсация водяного пара. Обширные и устойчивые зоны туманов в Тихом океане отмечаются в районе Калифорнийского и Перуанского холодных течений, в зоне Курильского течения. В Атлантическом океане туманы и низкие облака бывают над холодными Бенгальским и Лабрадорским течениями. Примеры морского тумана приведены на рис. 63. и 64.



Рис. 63. Морской туман, западное побережье Южной Америки

На рис. 63 отчетливо просматривается Тихоокеанское побережье Чили, в нижней части снимка — заснеженные хребты Анд. В районе *A* более светлый тон изображения соответствует долине р. Параны, севернее г. Сантьяго (*B*) вдоль побережья простирается обширная зона слоистых облаков и туманов. Данные о приземном ветре в 12 ч МСВ указывают на то, что ветер в зоне облаков и туманов направлен с моря на сушу. Следует обратить внимание на структуру восточной границы массива низких облаков и туманов, она имеет зазубренную форму, повторяя рельеф местности.

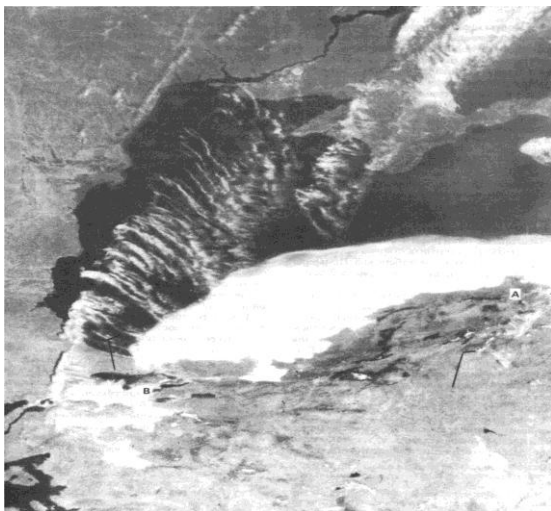


Рис. 64. Морской туман, побережье Черного моря

Низкие облака и туман проникают дальше в глубь континента по долинам рек, а возвышенные участки остаются свободными от облачности. На рис. 64 можно детально проследить процесс натекания морского тумана на прибрежную полосу суши. В центральной части снимка отчетливо видно северо-западное и западное побережье Черного моря. Его юго-западная часть занята массивом низких слоистых облаков и туманов. К северу от точки *A* расположен мыс Синоп, *B* — пролив Босфор. Сравнение снимка с топографической картой того же масштаба показывает, что слабыми северными ветрами морской туман переносится на поверхность суши, наиболее глубоко (до 50 км) он проникает вдоль долин рек. Положение горного хребта к востоку от точки *A* и вдоль побережья с вершинами до 1500–1900 м можно заметить по темному фону, так как склоны хребтов покрыты лесом. Расстояние от гребней хребтов до побережья составляет 30–50 км и на снимке хорошо видно, как низкие облака и туман продвинулись с моря на сушу. Если в распоряжении синоптика имеются последовательные космические изображения, то можно представить динамику туманов в прибрежной зоне на предшествующем отрезке времени и дать краткосрочный прогноз тумана.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Критерии, используемые в мезометеорологии

При изучении механизмов образования различных мезомасштабных циркуляций в атмосфере и результатов численного и лабораторного моделирования приходится оперировать с критериями подобия — безразмерными параметрами, используемыми для описания процесса и характеризующими соотношение между различными силами, действующими в жидкости. В динамике дозвуковых потоков основными критериями подобия являются число Рейнольдса (Re), число Фруда (Fr) и число Струхала (St). Число Рейнольдса описывается формулой

$$Re = \frac{VL}{\nu}, \quad (1)$$

где V — скорость жидкости, L — характерный линейный размер, ν — кинематическая вязкость жидкости. Число Рейнольдса характеризует соотношение между силами инерции и силами трения в потоке жидкости. Число Фруда выражается

$$Fr = \frac{V^2}{gL}, \quad (2)$$

где g — ускорение свободного падения. Оно характеризует соотношение между силами инерции и силами тяжести и применяется при изучении обтекания жидкостью различных тел. Под скоростью V подразумевают скорость невозмущенного потока вдали от препятствия, а под L — характерный линейный размер препятствия. Число Струхала составляет

$$St = \frac{L}{VT}, \quad (3)$$

где T — интервал времени. Этот критерий подобия используется для характеристики неустановившихся движений жидкости. Например, при периодических движениях в качестве T служит период. Во вращающихся жидкостях в качестве критерия подобия используется число Тейлора

$$Ta = \frac{2\omega L^2}{\nu}, \quad (4)$$

где ω — угловая скорость вращения жидкости. Так же, как и число Рейнольдса, число Тейлора характеризует соотношение между силами инерции и силами трения. Из рассмотренных безразмерных парамет-

ров (1)–(4) можно составить ряд производных. Например, число Россби

$$Ro = \frac{Re}{Ta} = \frac{V}{2\omega L}. \quad (5)$$

Основными критериями подобия в задачах переноса тепла при свободной конвекции являются числа Нуссельта (Nu), Грасгофа (Gr) и Прандтля (Pr), а при вынужденной конвекции — числа Nu , Re и Pr . Число Нуссельта описывается формулой

$$Nu = \frac{QL}{K\Delta T}, \quad (6)$$

где Q — плотность теплового потока, равная количеству теплоты, передаваемой сквозь единицу площади за единицу времени, ΔT — перепад температуры, K — коэффициент теплопроводности. Число Нуссельта характеризует соотношение между полным (конвективным и кондуктивным) и кондуктивным потоками тепла. При отсутствии конвекции $Nu = 1$, число Грасгофа составляет

$$Gr = \frac{agL^3\Delta T}{\nu^2}, \quad (7)$$

где $a = 1/T$ — коэффициент температурного расширения. Число Грасгофа характеризует соотношение между силой плавучести, возникающей вследствие перепада плотности (температуры) в слое жидкости, и силой трения. Число Прандтля характеризует физические свойства жидкости и выражается соотношением

$$Pr = \frac{\nu}{k}, \quad (8)$$

где k — коэффициент температуропроводности. Из формул (7) и (8) образуется широко используемое при изучении естественной конвекции число Рэлея

$$Ra = GrPr = \frac{agL^3\Delta T}{\nu k}. \quad (9)$$

Из перечисленных критериев подобия при решении конкретных задач образуются другие, например, в метеорологии используется число Ричардсона

$$Ri = GrRe^{-2} = ag\Delta TLV^{-2}. \quad (10)$$

Оно характеризует соотношение между силами плавучести и силами инерции. Следует отметить, что в гидродинамике под ν и k понимаются коэффициенты молекулярной кинематической вязкости и температуропроводности, определяющие свойства жидкости (газа). В метеорологии при использовании критериев подобия под ними подразумевают коэффициенты турбулентной вязкости и температуропроводности,

которые превышают по своему значению молекулярные аналоги. В этом случае критерии подобия следует интерпретировать как их турбулентные аналоги. Среди размерных параметров отметим частоту Брейта–Вяйсаля, которая характеризует частоту гравитационных колебаний и используется при рассмотрении мезомасштабных возмущений в устойчиво стратифицированной атмосфере:

$$N = \left(\frac{g}{\Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (11)$$

где Θ — потенциальная температура.

При теоретическом и экспериментальном изучении устойчивости движений жидкости переход от одной формы течений к другой фиксируется в поле безразмерных чисел. Значения безразмерных чисел, при которых происходит переход от одной формы течения к другой, называют критическими. Например, значение числа Рейнольдса, при котором ламинарный поток сменяется турбулентным, называют критическим числом Рейнольдса ($Re_{кр}$), а число Рэлея, при котором возникает конвективный перенос тепла, — критическим числом Рэлея ($Ra_{кр}$). Физически это означает, что в первом случае силы трения при возрастании сил инерции оказываются не в состоянии поддерживать динамическое равновесие, свойственное ламинарному потоку, и оно сменяется новой формой динамического равновесия, при котором структура течений становится зависимой от времени. Во втором случае при возрастании сил плавучести силы трения оказываются не в состоянии удерживать систему в состоянии покоя и происходит переход к состоянию динамического равновесия, в котором баланс достигается за счет появления сил инерции (конвективных течений). Конкретные формы гидродинамической неустойчивости, порождающие различные мезомасштабные циркуляции в атмосфере, за исключением специфических систем, возникающих при обтекании препятствий, генерируются процессами естественной конвекции.

Приложение 2

Рекомендации по приему, архивации и обработке спутниковой информации

В методических рекомендациях изложены основы:

- приема данных спектрорадиометра MODIS на наземную приемную станцию;
- предварительной и специальной обработки данных;
- архивации и каталогизации данных;
- трансформации в географические проекции;
- экспорта в географические информационные системы;
- тематической обработки изображений.

Дистанционное зондирование природных ресурсов России с использованием средств космического базирования осуществляется в рамках программы создания и развития Государственного банка цифровой информации России. Цели и направления деятельности системы дистанционного зондирования природных ресурсов России определены приказом МПР России от 30.04.1999г. № 95 и приказом от 30.12.2003 г. № 1191.

ИТЦ СканЭксИзображения Земли из космоса: доступ, архивация, обработка

Персональная станция приема ЕОСкан/АМ

Персональная станция приема ЕОСкан/АМ - новое решение в области приема и обработки природно-ресурсной и метеорологической информации в режиме реального времени

Диаметр антенны -	2,3 м
Диапазон азимутов -	$\pm 270^\circ$
Диапазон углов возвышения -	$0-90^\circ$
Максимальная скорость вращения антенны:	
по азимуту -	10 град/сек
по углу места -	3,0 град/сек
Точность сопровождения -	0,1 град/сек
Вес антенной системы -	не более 150 кг
Рабочий диапазон частот -	8192 - 8232 МГц
Шумовая температура МШУ -	45 К
Максимальная скорость ветра:	
рабочая -	15 м/с
предельная -	40 м/с
Диапазон рабочих температур -	$-50 \dots +50^\circ \text{C}$



Высокое временное и пространственное и радиометрическое разрешение съемки, доступной с помощью АГК ЕОСкан/АМ, открывает новые возможности в решении задач оперативного мониторинга земной поверхности

Рис. 1. Наземная станция приема спутниковой информации ЕОСкан

С 2001 г. станции приема дооборудованы для приема информации спектрорадиометра MODIS КА Terra. Ведутся автоматизированные архивы и каталоги данных ДЗЗ спектрорадиометра MODIS КА Terra, а также соответствующие данные распространяются среди пользователей России.



ИТЦ СканЭкс


 Изображения Земли из космоса: доступ, архивация, обработка

УниСкан - универсальная мобильная станция для приема информации с российских и зарубежных природно-ресурсных спутников

Станция УниСкан предназначена для приема цифровой информации со скоростью до 150 Мб/с с природно-ресурсных ИСЗ (Terra, Океан-О, IRS-1C/1D, RADARSAT-1 и др.)

Станция УниСкан спроектирована как персональная станция. Под этим подразумевается, что:

- вес и габариты антенной системы не требуют сложного строительства при установке станции,
- станция базируется на персональной ЭВМ,
- станция управляется одним человеком во время приема

Основные характеристики станции

Антенна - однозеркальная параболическая на трехосном антенно-поворотном устройстве (АПУ)	
Диаметр отражателя антенны -	3,65 м
Вес АПУ, не более -	1000 кг
Рабочий диапазон частот -	8,0 ... 8,4 ГГц
Максимальная скорость приема информации -	84 Мб/с (ОФМ) 128 Мб/с (ДОФМ)
Радиус зоны приема не менее -	1000 - 1500 км



Рис. 2. Наземная станция приема спутниковой информации УниСкан

В 1998 г. начато формирование ведомственной сети центров приема данных ДЗЗ. В настоящее время они базируются на использовании станций приема информации ЕОСкан (рис. 1) и УниСкан (рис. 2), разработанных специалистами ИТЦ «СканЭкс». Центры функционируют в г. Москве (ФГУ «РФИ МПР России», Геолфонд, ИТЦ «СканЭкс»), Южно-Сахалинске (Дальинформгеоцентр), Иркутске (Байкальский РИКЦ ВостСибНИИГГиМС), Якутске (Сахагеоинформ), Екатеринбурге (УралРИКЦ) (рис. 3), Геленджике, Санкт-Петербурге. В 1998–2004 гг. эти центры осуществляли прием информации с КА «Ресурс-01», Океан, NOAA, «Метеор-3М», Terra, IRS, RADARSAT. На основе полученных данных сформированы Центральный (в ГИЦ «Недра», г. Москва) и региональные (Южно-Сахалинск, Якутск, Иркутск) автоматизированные архивы данных ДЗЗ.

Информационное обслуживание пользователей данными ДЗЗ осуществляется через Центральный банк данных ДЗЗ и автоматизированные архивы данных в региональных центрах. Использование (обработка, дешифрирование и интерпретация) данных ДЗЗ осуществляется с помощью программно-технических комплексов (ПТК) СканЭксНерис, Эрдас и MapИнфо. Программное обеспечение ПТК СканЭксНерис централизованно и распространено в организациях для обработки, дешифрирования и интерпретации данных ДЗЗ в интересах мониторинга природных ресурсов России.

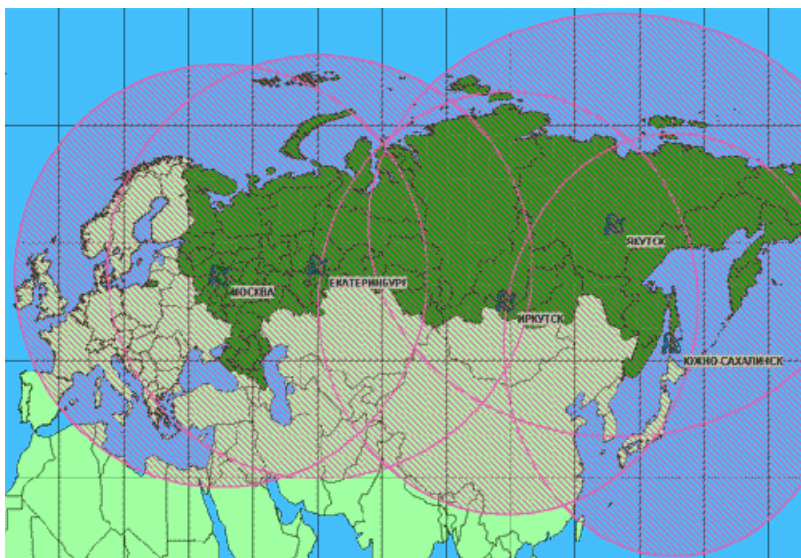


Рис. 3. Сеть станций приема спутниковой информации

Космический аппарат Тетра (название предыдущей модели EOS AM-1) — спутник новой серии, на его борту установлена съемочная аппаратура нового поколения, которая позволяет более разносторонне и детально изучить процессы и явления на Земле. Так, аппаратура MODIS, данные которой принимает сеть станций России, передает информацию в 36 спектральных каналах с пространственным разрешением 250, 500 и 1000 м с 12-битным радиометрическим разрешением, это первый общедоступный спутниковый аппарат, близкий к гиперспектральному. Он дает возможность съемки одной и той же

территории 1–2 раза в сутки. MODIS является модификацией таких инструментов, как AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) и CZCS (Coastal Zone Color Scanner), однако у него значительно улучшены радиометрическое и спектральное разрешения, а также взаимная геометрическая привязка каналов. Высокие стандарты калибровки обусловлены требованием EOS к долговременной непрерывной серии спутниковых наблюдений, призванной регистрировать даже слабые изменения в глобальном климате и природных объектах Земли. Технические характеристики MODIS представлены в табл. 1.

Спектральные каналы инструмента MODIS и их характеристики
(полоса обзора — 2 330 км)

Номер канала	Пространственное разрешение, м	Спектральные диапазоны, мкм
1	250	0.620 – 0.670
2	250	0.841 – 0.876
3	500	0.459 – 0.479
4	500	0.545 – 0.565
5	500	1.230 – 1.250
6	500	1.628 – 1.652
7	500	2.105 – 2.155
8	1000	0.405 – 0.420
9	1000	0.438 – 0.448
10	1000	0.483 – 0.493
11	1000	0.526 – 0.536
12	1000	0.546 – 0.556
13	1000	0.662 – 0.672
14	1000	0.673 – 0.683
15	1000	0.743 – 0.753
16	1000	0.862 – 0.877
17	1000	0.890 – 0.920
18	1000	0.931 – 0.941
19	1000	0.915 – 0.965
20	1000	3.660 – 3.840
21	1000	3.929 – 3.989

Окончание таблицы

Номер канала	Пространственное разрешение, м	Спектральные диапазоны, мкм
22	1000	3.929 – 3.989
23	1000	4.020 – 4.080
24	1000	4.433 – 4.498
25	1000	4.482 – 4.549
26	1000	1.360 – 1.390
27	1000	6.535 – 6.895
28	1000	7.175 – 7.475
29	1000	8.400 – 8.700
30	1000	9.580 – 9.880
31	1000	10.780 – 11.280
32	1000	11.770 – 12.270
33	1000	13.185 – 13.485
34	1000	13.485 – 13.785
35	1000	13.785 – 14.085
36	1000	14.085 – 14.385

Работа с данными спектрорадиометра MODIS, которые принимает сеть наземных станций УниСкан и ЕОСкан, определяется стандартной технологической схемой, разработанной специалистами ИТЦ «СканЭкс». Впервые такую схему применили к данным КА серии «Ресурс-О1». В настоящее время она дополнена рядом функций с учетом специфики данных MODIS. Такая технология включает прием данных на наземную станцию программой приема EOScan Receiver; первичную обработку данных в приложении ScanViewer и пакете программ IMAPP; архивацию принятых данных в программе ScanEx Catalog Manager; геометрическую трансформацию изображений в географические проекции, экспорт в ГИС и использование алгоритмов обработки в программе ScanEx MODIS Processor.

1. Прием данных MODIS на наземную приемную станцию

Станция ЕОСкан и базовая конфигурация станции УниСкан предназначены для приема информации, передаваемой спектрорадиометром MODIS КА Terra. Станции базируются на IBM-совместимых ПЭВМ и полностью управляются программно. EOScan Receiver — приложение предназначено для управления приемной станцией, а также распаковки, отображения и записи принимаемых данных (рис. 4).

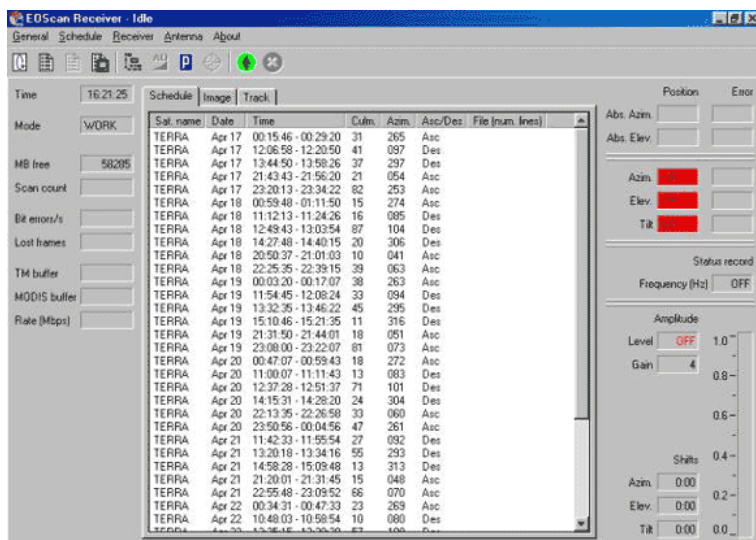


Рис. 4. Интерфейс приложения приема данных EOScan Receiver

1.1. Основные функции приложения EOSCAN RECEIVER

Приложение имеет следующие основные функции:

- расчет расписания прохождения КА Terra через зону видимости приемной станции в заданном интервале времени;
- расчет траектории КА для управления антенной при приеме данных;
- управление антенной в соответствии с рассчитанной траекторией;
- управление вводом данных в ПЭВМ;

- кадровую синхронизацию данных, их декодирование, запись на жесткий диск и частичное отображение на дисплее ПЭВМ в темпе приема;
- индикацию состояния антенны и потока данных в процессе приема.

1.2. Прием данных

Станции ЕОСкан и УниСкан обеспечивают прием данных со КА Terra только в режиме DB (Direct Broadcast), в котором на Землю передаются данные со спектрорадиометра MODIS. Выходные и вспомогательные данные спектрорадиометра подразделяются на блоки, именуемые пакетами. Каждый пакет содержит псевдослучайную последовательность (ПСП) как признак начала пакета, служебную информацию и определенный объем данных. Пакеты объединяются в группы, которые в зависимости от содержания могут быть «дневными», «ночными» и «инженерными». Дневная группа состоит из двух пакетов длиной по 4980 бит, ночная группа — из одного пакета длиной 2052 бита. В любом режиме работы, дневном или ночном, в одной «научной» группе содержится изображение определенного участка подстилающей поверхности во всех 36 спектральных каналах (дневного режима) или с 20-го по 36-й канал (ночного режима). Размер участка соответствует одному отсчету всей линейки из 10 датчиков километрового разрешения (т.е. примерно 1×10 км в окрестности надира).

На борту спутника пакеты данных перепакуются в кадры (в оригинальной терминологии – transfer frame) для последующей передачи по радиоканалу на Землю. В каждом кадре передается ПСП, определенный объем данных и служебная информация. Размер кадра – 1024 байта. Для повышения помехозащищенности передаваемый поток данных со спутника последовательно кодируется сначала по алгоритму Рида-Соломона, затем по алгоритму Витерби. Декодирование происходит в аппаратной части приемной станции. Распаковка кадров и восстановление пакетов MODIS выполняются программно в темпе приема. Выходной поток записывается как последовательность пакетов MODIS.

Для нормального функционирования математического обеспечения станции ЕОСкан необходимо периодически выполнять следующие операции:

1. Коррекцию таймера ПЭВМ: точность установки таймера к началу очередного витка должна быть не хуже 1 с.

2. Контроль свободного дискового пространства: при переполнении диска прием прекращается. Приложение не уничтожает самостоятельно ранее записанные файлы. Поэтому необходимо следить за объемом свободного пространства в каталоге, в который записываются данные.

3. Замена орбитальных элементов и расчет расписания: орбитальные данные должны заменяться через 5–7 дней. Новое расписание рассчитывается по истечении старого и рекомендуется это делать сразу после замены орбитальных элементов.

Своевременное выполнение указанных операций и корректная настройка станции обеспечивают устойчивый прием (устойчивую синхронизацию тактовой частоты) при углах возвышения спутника над горизонтом от 12° и более.

2. Предварительная обработка данных в приложении SCANVIEWER

2.1. Назначение и основные функции приложения SCANVIEWER

Приложение ScanViewer (рис. 5) предназначено для просмотра, общей предварительной оценки и фрагментации файлов изображений Земли из космоса, принятых с помощью станций производства ИТЦ «СканЭкс».

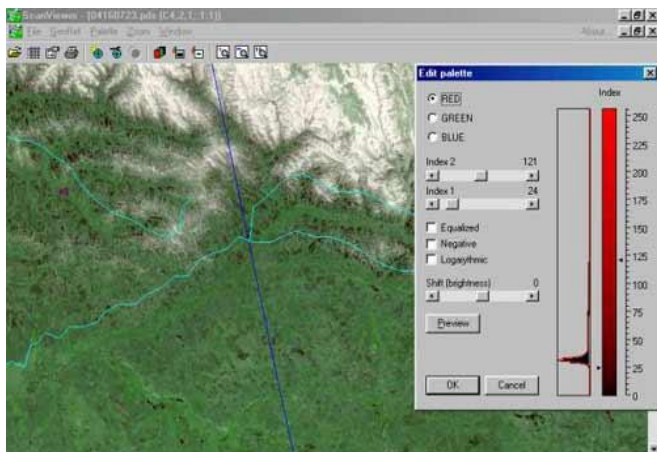


Рис. 5. Интерфейс приложения предварительного просмотра изображений ScanViewer

Приложение предназначено для работы в среде MS Windows NT и позволяет осуществлять следующие основные операции с изображениями:

- просмотр изображений на дисплее ПЭВМ в произвольном черно-белом, псевдоцветном или синтезированном цветном представлении с произвольным выбором размера и масштаба фрагмента изображения;
- географическую привязку изображения по орбитальным элементам спутника с наложением на изображение координатной сетки, географической карты и возможностью коррекции привязки непосредственно по изображению;
- выбор произвольного фрагмента изображения для сохранения его в новом файле того же формата или экспорта в формат Windows BMP;
- вывод на печать отдельного изображения или группы изображений с наложением географической привязки.

В соответствии с назначением приложения (анализ качества изображений и пригодности их для дальнейшего тематического анализа, подготовка фрагментов для такого анализа) основной акцент при его построении делают на функциях загрузки и визуального восприятия. Приложение позволяет выбирать данные для загрузки как по имени файла, так и по основным его атрибутам (имени спутника, времени записи и другим, в зависимости от типа данных). Для работы с изображениями больших размеров предоставляется возможность последовательного выбора фрагментов — «одного из другого» с последовательным увеличением масштаба. Никаких ограничений на размер исходного файла изображения не накладывается. Число одновременно загруженных в память и отображаемых на дисплее фрагментов одного и того же или разных изображений ограничено только объемом памяти ПЭВМ и ресурсами Windows.

2.2. Специальные функции приложения SCANVIEWER для работы с данными спектрорадиометра MODIS

В состав приложения ScanViewer для работы с данными спектрорадиометра MODIS входит группа модулей, которая является частью приложения ScanViewer 4.0 и обеспечивает возможность просмотра и географической привязки данных спектрорадиометра MODIS в форматах Level0 (называемом также PDS), Level1A (продукт MOD01) и Level1B (продукты MOD021KM, MOD02HKM, MOD02QKM).

При просмотре возможен выбор любого фрагмента изображения и любой комбинации спектральных каналов для загрузки в собственные окна или RGB-синтеза. Предоставляется возможность управления преобразованием разрядности из 16 в 8 бит при загрузке.

Возможность создания новых файлов для записи фрагментов исходных данных предоставляется только для формата PDS. Фрагмент для сохранения в новом файле можно выбирать только по времени начала и окончания, селекция спектральных каналов и ограничение полосы обзора не допустимы. Привязку выполняют по независимым орбитальным данным формата NORAD/TLE.

В файлах формата Level0 (PDS) поток данных записан так, как он формируется спектрорадиометром на борту спутника. Он представляет собой последовательность пакетов данных. Размеры пакетов могут быть различными и указываются непосредственно в пакетах. Каждый из них содержит либо некоторый объем выходных данных спектрорадиометра, либо вспомогательную информацию (в том числе необходимую для калибровки и географической привязки данных в процессе преобразования в форматы более высоких уровней), а также служебные и контрольные параметры, включая время съемки.

Данные формата Level0 (PDS) создает станция ЕОСкан непосредственно при приеме. Для их преобразования в форматы Level1A/1B используют пакет IMAPP (International MODIS/AIRS Processing Package), который разработан в Висконсинском университете (США) при поддержке NASA, адаптирован специалистами ИТЦ «СканЭкс» для MS Windows, распространяется бесплатно и поставляется в составе станций ЕОСкан.

Данные формата Level1A (продукт MOD01 по номенклатуре продуктов EOS) представляют собой результат распаковки данных формата Level0. В файлах MOD01 изображения записаны в растровом виде и поэтому они считываются гораздо быстрее. Данные в файлах MOD01 не подвергнуты никакой обработке по сравнению с PDS. Один файл PDS преобразуется в один файл MOD01, который содержит всю исходную научную и служебную информацию.

Данные в файлах формата Level1B (продукты MOD02) откалиброваны и сопровождаются географической привязкой. В процессе преобразования из уровня 1А в уровень 1В данные разного пространственного разрешения разделяют на разные файлы. Всего существует четыре продукта MODIS этого уровня:

- MOD021KM (данные всех 38 каналов, приведенные к разрешению 1 км);

- MOD02HKM (данные 1–7-го каналов, приведенные к разрешению 500 м);
- MOD02QKM (данные 1-го и 2-го каналов с разрешением 250 м);
- MOD02OBC (бортовые калибровочные данные) — этот продукт приложением ScanViewer не используется.

В файлах уровней 1A/1B данные записываются в 16-разрядных словах. Максимальные значения могут соответствовать 12 битам в файлах уровня 1A и 15 битам — в файлах уровня 1B. Все форматы продуктов MODIS, начиная с уровня 1A, являются производными формата HDF. Для чтения файлов этого формата в приложении ScanViewer используют динамическую библиотеку HDF NCSA (распространяется свободно).

3. Обработка данных спектрорадиометра MODIS уровня LEVEL0 средствами пакета программ IMAPP

3.1. Назначение и основные функции

Пакет программ IMAPP (International MODIS/AIRS Processing Package) предназначен для преобразования данных сканера MODIS (в будущем также и AIRS) из файлов формата Level0 в продукты уровней Level1A и Level1B. Пакет был создан в Космическом научно-инженерном центре (SSEC) Висконсинского университета (США) на основе рабочего программного обеспечения обработки данных MODIS, используемого в NASA. Пакет IMAPP распространяется бесплатно на условиях лицензии GNU General Public License. Базовый вариант пакета и документация к нему доступны в Интернете на сервере SSEC по адресу:
<http://cimss.ssec.wisc.edu/~gumley/IMAPP/IMAPP.html>.

Пакет IMAPP используют для обработки данных MODIS уровня Level0 (PDS), полученных в режиме прямого вещания (Direct Broadcast). Эта обработка включает следующие операции:

- преобразование данных, представляющих собой последовательность CCSDS пакетов (уровня Level0), в файл формата HDF (Level1A);
- расчет географической привязки и геометрических параметров съемки для каждого пикселя километрового разрешения;
- калибровка данных MODIS в значения спектральной плотности энергетической яркости.

3.2. Программы пакета IMAPP

Программа распаковки данных (unpack.exe). Программа unpack.exe предназначена для распаковки данных уровня Level0 в файлы уровня Level1a в формате HDF. Файл данных MODIS уровня Level0 содержит последовательность CCSDS пакетов, восстановленных из сигнала, принятого с борта спутника. В терминологии EOSDIS такой файл (точнее, набор файлов) называется Production Data Set (PDS). Файл данных MODIS уровня Level1a представляет собой стандартный продукт EOSDIS с кодовым названием MOD01. Он имеет формат HDF и содержит массивы данных, полученных детекторами, и данные бортовой телеметрии.

Программа геолокации (geolocate.exe). Программа осуществляет географическую привязку файла данных MODIS и создает файл формата HDF, содержащий массивы значений широты и долготы, а также углы сканирования для каждого пикселя с разрешением 1 км. Выходной файл является продуктом MOD03 по номенклатуре EOS. IMAPP может вычислить поля геолокации, используя эфемериды спутника и дополнительную информацию, передаваемую непосредственно в потоке бортовой телеметрии. Это позволяет проводить привязку сразу после получения данных. Информация, передаваемая в режиме прямого вещания (DB), может содержать погрешности, которые не позволяют гарантировать точность привязки лучше, чем 10 км. Пакет IMAPP позволяет также использовать точные эфемериды и данные об ориентации, получаемые и предоставляемые службами управления орбитальным сегментом. Благодаря использованию этих данных точность привязки может быть повышена до 1 км. Недостаток использования точных данных заключается в том, что они имеют значительный объем и доступны только через несколько дней после приема.

Программа калибровки (calibrate.exe). Одна из трех основных программ пакета IMAPP предназначена для калибровки данных MODIS в абсолютные значения спектральной плотности энергетической яркости. В результате создается стандартный продукт MOD02. Алгоритмы калибровки описаны в «MODIS Level 1B Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD MOD01)». Выходной продукт содержит четыре отдельных файла:

- MOD02QKM — калиброванные данные 1–2-го каналов с разрешением только 250 м;

- MOD02HKM — калиброванные данные 3–7-го каналов с разрешением 500 м и 1–2-го каналов, приведенные к разрешению 500 м;

– MOD021KM — калиброванные данные каналов с разрешением 1 км, разделенных на две категории: видимые, БИК (8–19, 26) и тепловые ИК (20–36 за исключением 26). Также содержит данные каналов с разрешением 250 и 500 м, приведенные к разрешению 1 км;

– MOD02OBC — данные бортовой калибровки, содержащиеся в информации уровня Level1A.

В качестве входных программа калибровки использует файлы уровня Level1A и геолокации, созданные на предыдущих этапах обработки.

EOS QuickView (дополнительный программный модуль). Программа EOS Quick View была разработана как дополнение к основным программам пакета IMAPP для упрощения работы с данными уровня Level0. Программа предназначена для выполнения тех же задач, что и unpack.exe. Но она имеет графический интерфейс и позволяет производить большинство операций с помощью мыши. EOS Quick View предоставляет следующие возможности:

- выбирать входной файл PDS из списка, где указаны время начала и окончания данных;

- легко создавать и сохранять в формате BMP соответствующие данным Level0 изображения для быстрого просмотра;

- выбирать определенный временной интервал данных для обработки;

- преобразовывать выбранные данные в файл уровня Level1A или в набор файлов BMP (с возможностью геометрической коррекции изображения). EOS Quick View устанавливается вместе с остальными программами пакета IMAPP и использует те же параметры, что и unpack.exe.

Утилита проверки файлов PDS (L0_scan.exe). IMAPP включает в себя дополнительный инструмент L0_scan.exe, который позволяет оценить качество входного файла PDS и получить общую информацию о данных. Программа сообщает следующую информацию о файле PDS:

- временной диапазон данных;

- количество пакетов и их тип (дневные/ночные);

- некоторые ошибки в потоке пакетов (инвертирование времени в потоке).

4. Архивация и каталогизация данных MODIS

4.1. Основные функции приложения

Каталог ScanEx Catalog Manager позволяет создавать и использовать каталог спутниковых снимков (рис. 6). В каталоге сохраняется набор параметров, позволяющий в дальнейшем быстро находить снимки по заданным критериям и просматривать сохраненные параметры, не извлекая из архива сами снимки. Регистрация снимков в каталоге осуществляется автоматически путем считывания информации непосредственно из файлов с изображениями. Кроме параметров снимка в каталоге также сохраняется метка тома диска и расположение файла на нем, что позволяет при необходимости легко его отыскать. Кроме заносимой автоматически информации пользователь имеет возможность связать с записями о снимках изображение в формате BMP или JPEG (так называемый quicklook—«квиклук») и произвольный текстовый комментарий.

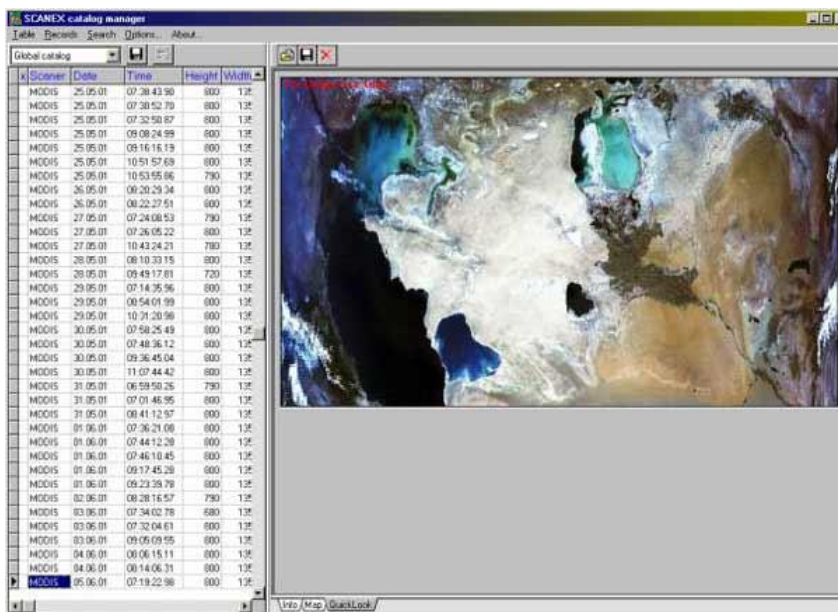


Рис. 6. Интерфейс приложения ScanEx Catalog Manager

Каталог организован в виде набора таблиц. Первые три таблицы создаются автоматически при первоначальной установке каталога:

- Global catalog и Local catalog — таблицы, предназначенные для хранения основного каталога. Сюда необходимо заносить снимки, которые будут составлять основу постоянного каталога;

- Last query — временная таблица, в которую заносят записи, отобранные в результате поиска в основном каталоге. При каждой операции поиска эта таблица перезаписывается.

Для того чтобы сохранить результаты поиска и отбора снимков, пользователь имеет возможность создавать новые таблицы путем сохранения существующих под другим именем.

Пакет состоит из двух приложений — Catalog Manager и Ingest Manager. Первое предназначено для внесения информации в каталог, ее поиска и поддержки каталога. Ingest Manager предназначен только для внесения данных в каталог и предоставляет для этого дополнительные возможности по сравнению с Catalog Manager (автоматическое создание «квиклуков» и поддержка данных спектрорадиометра MODIS).

4.2. Приложение INGEST MANAGER

Приложение Ingest Manager предназначено для автоматического извлечения метаданных из файлов спутниковых изображений и внесения их в каталог для дальнейшего использования с программой Catalog Manager. Это приложение предоставляет ряд дополнительных возможностей при занесении данных в каталог. Среди них — автоматическое создание и регистрация изображений для предварительного просмотра («квиклук») и протоколирование выполняемых операций. В текущей реализации каталога это единственный способ регистрации данных спектрорадиометра MODIS.

Ingest Manager позволяет выполнять только две операции: регистрацию метаданных снимков в каталоге и создание и сохранение в виде BMP уменьшенных изображений (без занесения в каталог). Последнюю операцию можно использовать для визуальной оценки набора снимков или подбора параметров создания уменьшенных изображений, при этом в базы данных каталога не вносят никаких изменений. Обе операции выполняются над всеми файлами данных поддерживаемых форматов, расположенными в указываемой пользователем директории.

4.3. *Согласование архива данных MODIS*

Для согласованного ведения архива и возможности упрощенного обмена данными необходимо выполнять следующие указания:

1. Долговременному хранению в архиве подлежат данные MODIS уровня 1A (MOD01). Для обработки принятых с помощью станций ЕОСкан и УниСкан данных до этого уровня необходимо использовать программный пакет IMAPP. Визуальный контроль качества исходных (уровень 0, или PDS) и обработанных данных осуществляется с помощью приложения ScanViewer.

2. В архиве предлагается хранить только снятые в дневном режиме относительно безоблачные (не более 50% облачности) фрагменты одинакового размера. В особых случаях (например, при необходимости частого мониторинга заранее определенных территорий) возможно изменение критериев отбора данных. Фрагментация исходных изображений на фрагменты осуществляется автоматически приложением uppack пакета IMAPP.

Основным носителем для архивирования и передачи данных служат компакт-диски однократной записи (CD-R). На рабочем месте установлены следующие программные пакеты: ScanViewer, IMAPP, ПО записи данных на CD-R.

4.4. *Порядок обработки данных MODIS для помещения в архив*

Прием. Осуществляется обычным образом (подробное описание можно найти в руководствах пользователя станций ЕОСкан и УниСкан). Снимки, имеющие большое количество помех или отсутствующих данных (по визуальному контролю изображения во время приема), дальнейшей обработке не подлежат.

Распаковка и фрагментация (нарезка данных на фрагменты фиксированного размера). Осуществляет программа uppack пакета IMAPP. Для выполнения этой операции необходимо в Проводнике вызвать контекстное меню для принятого PDS файла и выбрать команду «IMAPP unpack — Fragment». В результате выполнения операции в папке MOD01 будут созданы несколько выходных файлов с префиксом MOD01 и расширением hdf.

Отбор фрагментов и дополнительная обработка. Далее необходимо с помощью приложения ScanViewer просмотреть полученные фрагменты и отобрать те из них, которые сняты в дневном режиме, содержат не менее 50 «дневных» сканов и имеют значительные (не менее половины площади) свободные от облачности участки земной

поверхности. Для отображенных файлов необходимо выполнить операцию геолокации с помощью приложения geolocate пакета IMAPP. Для этого нужно в контекстном меню для отображенных файлов выбрать команду «IMAPP Geolocate».

Запись на архивные носители и передача данных. После геолокации отображенные файлы MOD01 (без MOD03) необходимо записать на компакт-диски. Размер стандартного фрагмента — около 215 Мб. Таким образом, на один стандартный компакт-диск может быть записано 3 фрагмента. Меньший размер файла может быть вызван тем, что в нем содержится количество сканов меньше стандартного (80) или он содержит данные, полученные в ночном режиме. Все записываемые архивные диски должны иметь уникальные метки дисков (Volume label), которые присваиваются в процессе записи. Это необходимо для возможности автоматического учета и каталогизации данных. Диски, подлежащие передаче, должны иметь метку, состоящую из двух частей: постоянного идентификатора приемного центра (несколько букв, которые должны быть предварительно согласованы с получателем информации) и порядкового номера, увеличивающегося на единицу для каждого последующего диска. Например, первый диск может иметь метку «MSAH0001» (MSAH — идентификатор станции, 0001 — порядковый номер диска), следующий — «MSAH0002».

5. Трансформация в географические проекции, экспорт в ГИС и тематическая обработка изображений MODIS

5.1. Функциональные возможности программы *SCANEX MODIS PROCESSOR*

Программа ScanEx MODIS Processor предназначена для решения следующих задач:

- геометрической коррекции пространственных данных, полученных со спутников, оборудованных сканером MODIS. Геометрическую коррекцию можно проводить как по орбитальным данным спутника, так и по данным пользователя с преобразованием изображения в одну из наиболее распространенных картографических проекций. Имеется возможность преобразования космических снимков в произвольную (указанную пользователем в виде числовой матрицы трансформированных координат) картографическую проекцию;
- обеспечения возможности оперативной обработки космических снимков с использованием масок: выделения пожаров, облачно-

сти, расчет вегетационных индексов NDVI и EVI (Enhanced Vegetation Index);

- использования специальных методов интерполяции для получения заданного пространственного разрешения пикселей изображения;

- получения цветосинтезированного изображения из нескольких разновременных снимков одной территории, позволяющего наглядно представить процессы пространственно-временного изменения территории;

- получения единого изображения из нескольких снимков на одну территорию, в том числе с использованием снимков разного разрешения;

- устранения дефектов изображения по заданному контуру (помехи при приеме, облачность и т.д.) с использованием дополнительных снимков;

- просмотра результатов трансформации на экране компьютера с загрузкой трансформированного раstra, в том числе совместно с цифровыми векторными картами. Кроме стандартных возможностей просмотра (изменение масштаба, передвижение по изображению) программа позволяет создавать и редактировать файлы геометрических поправок и опорных точек (ГИС-файлы), необходимые для выполнения дополнительной трансформации;

- сохранения оттрансформированных данных в формате программы тематического дешифрирования ScanExNeris;

- вывода снимков с сохранением координатной привязки в формате наиболее распространенных ГИС (ArcInfo, ArcView, MapInfo);

- вывода изображения в файл в формате, воспринимаемом стандартными графическими программами для последующего вывода на твердые копии в неискаженном виде.

Геометрическая коррекция. В программе реализованы две степени глубины геометрической коррекции:

1. Начальная коррекция снимка, осуществляемая по орбитальным данным спутника. При этом возможны достаточно грубые систематические ошибки, связанные с ошибкой определения орбитальных характеристик спутника.

2. Следующая степень коррекции, осуществляемая по контрольным (реперным) точкам, для изображения, полученного после начальной коррекции. При этом используются два метода преобразований:

– исправление систематических аффинных ошибок (поворот и изменение масштаба). Данный вид преобразования (Affine) используется для устранения систематических ошибок, одинаковых для всех точек снимка;

– исправление ошибок проекционного характера. Данный вид преобразования (Projective) рекомендуется, например, для исправления перспективных ошибок, возникающих при съемке под большим поперечным углом.

Описанные виды геометрической коррекции затрагивают снимок в целом. При наличии на изображении локальных искажений, вызванных, например, спецификой рельефа, используют метод «резиновой пленки» (Rubber sheet), позволяющий исправить отдельные локальные ошибки.

Интерполяция яркостей. Для интерполяции яркостей пикселей при геометрической коррекции используют два специальных метода:

1. Билинейную интерполяцию фотометрических характеристик в центре трансформированного пикселя по фотометрическим характеристикам исходного изображения (Linear). Рекомендуется применять при незначительном изменении пространственного разрешения, она сохраняет резкие яркостные и цветовые переходы исходного изображения.

2. Вычисление усредненных фотометрических характеристик по всему пикселю за счет интегрирования фотометрических характеристик его прообраза (Integral). Рекомендуется применять при незначительном изменении пространственного разрешения снимка с целью сохранения локальных фотометрических характеристик изображения (при тематической дешифровке снимков).

5.2. Поддерживаемые форматы данных

Программа ScanEx MODIS Processor поддерживает следующие форматы данных: растровые, векторные, служебные.

Растровые форматы

А. Входные растровые форматы. Как входные в программе ScanEx MODIS Processor используются данные, полученные со спутников, оборудованных сканером MODIS, в формате HDF. Данные в формате HDF имеют два уровня упаковки: Level 1A и Level 1B. Формат Level 1A представлен двумя группами файлов:

1. Файлы "MOD01.имя_файла.HDF" содержат некалиброванные данные дневных и ночных спектральных каналов в разрешении 1

км, 500 м, 250 м. В программе они обозначаются соответственно суффиксами `_Day` и `_Night`.

2. Файлы "MOD03.имя_файла.HDF" содержат информацию о географической координатной привязке для файлов формата Level 1A.

Формат Level 1B представлен четырьмя группами файлов:

1. Файлы "MOD02 КМ.имя_файла.HDF" содержат калиброванные данные спектральных каналов с разрешением 1 км в пикселе. В программе эти каналы обозначаются суффиксами `_Ref1` и `_Emiss`.

2. Файлы "MOD02HKM.имя_файла.HDF" содержат калиброванные данные спектральных каналов с разрешением 500 м в пикселе.

3. Файлы "MOD02QKM.имя_файла.HDF" содержат калиброванные данные спектральных каналов с разрешением 250 м в пикселе.

4. Файлы "MOD02OBS.имя_файла.HDF" содержат информацию географической координатной привязки для файлов формата Level 1B.

Б. Выходные растровые форматы. Растровые форматы для использования в ГИС:

*.BIL — многослойный растровый файл, пригодный для использования в программе ArcView, ArcInfo и др.

*.TAV — файлы с описанием географической привязки раstra для программы MapInfo.

Графические растровые форматы:

*.BMP — Windows Bitmap файл.

Внутренний растровый формат:

*.STI — служебный формат ScanEx, предназначенный для обмена изображениями с программой ScanExNeris. Формат STI — может содержать до 12 растровых слоев.

Векторные форматы

При проведении геометрической коррекции изображений возникает необходимость отображения векторных данных. Программа ScanEx MODIS Processor способна отображать векторные данные в обменном формате программы MapInfo — *.MIF (MapInfo Interchange Format).

Служебные форматы

*.HIS — файлы, в которых запоминается информация о геометрической трансформации раstra, которая может быть использована при последующей коррекции.

*.TIC — файлы информации для коррекции раstra по опорным точкам (для каждой опорной точки указываются ее координаты и координаты, которые она должна получить после трансформации). Координаты записывают в текстовом виде через пробел в том порядке,

в каком они указаны выше, одна строка — для одной опорной точки. Первой записывают горизонтальную, второй — вертикальную координаты точек.

5.3. Функция наложения масок облаков и очагов пожаров

Маска облаков. Получение масок облаков возможно для MOD02 файлов с пространственным разрешением 1 км (рис. 7).

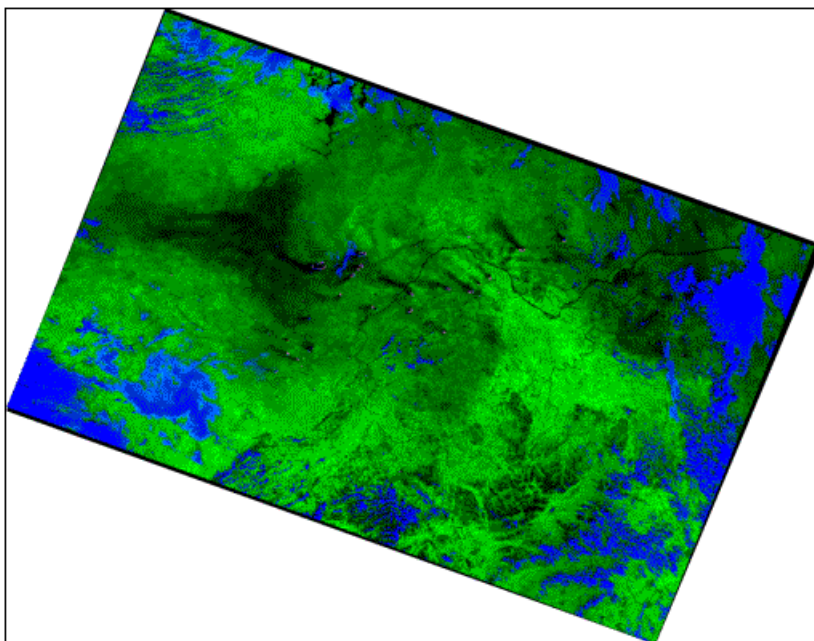


Рис. 7. Наложение маски облаков на маску индекса вегетации (NDVI) в приложении ScanEx MODIS Processor

В алгоритме определения облаков реализовано определение облачности по разности температур пикселя в 11 нм (31-й канал) и 3.7 нм (20-й канал).

Пределы значений разности температур каналов для гарантированного отсутствия облаков (Free) и гарантированного их наличия (Cloud) отдельно определяются в дневное время суток (Day) для суши (Land) и воды (Sea) и в ночное время (Night) для суши (Land) и воды

(Sea). Доступ к ним осуществляется нажатием кнопки Change Params на странице MODISView мастера.

Если значение разности температур пикселя в каналах 11 и 3.7 нм меньше или равно порогу Free — пиксель полностью свободен от облаков (0 в результирующей маске), если значение разности больше или равно порогу Cloud — пиксель полностью занят облаками (255 в результирующей маске). Значение разности, находящееся между порогом линейно определяет вероятность присутствия облаков от 0 до 1 (от 0 до 255 в результирующей маске).

Примечания:

1. Над пустынными регионами в дневное время яркие участки могут ошибочно определяться как облака.

2. Значения всех порогов «по умолчанию» определялись Algorithm Technical Background Document (atbd-mod-06). Поэтому эффективные пороги будут разными для различных региональных и климатических зон и в особенности для различных времен года.

3. Желательно наличие в файлах mod03 маски Land/Sea (Суша/Море) для различных времен года.

4. В дальнейшем возможно подключение дополнительных параметров определения облачности.

Маска пожаров. Получение масок пожаров возможно для MOD02 файлов с разрешением 1 км (рис. 8).

В данном алгоритме используются две основные величины — это значение температуры пикселя в канале 4 нм (T_4 , чем выше температура, тем больше вероятность пожара) и разница между температурами пикселя в 4 нм (21-й канал) и 11 нм (31-й канал) (dT_{411} , чем больше разность, тем больше вероятность пожара).

Пожар выявляется двумя способами:

– абсолютные значения каждой из вышеназванных величин в пикселе (T_4 и dT_{411}) превышают допустимые пределы (например, T_4 выше 360 К днем или dT_{411} больше 25 К днем);

– значение величины в пикселе сильно отличается от окружения (например, $T_4 > T_{4b} + pT_{4.s.d.c.} * dT_{4b}$ — температура пикселя в 4-м канале больше средней температуры окружающих пикселей + стан-

дартное отклонение температур окружающих пикселей, умноженное на коэффициент (обычно $\text{pT4.s.d.c} = 3$).

Пиксели с обнаруженным пожаром, но определенные как солнечный блик отсеиваются.

В результате работы алгоритма создается файл отчета, куда записываются: дата и время проведения детектирования, исходный файл, координаты пикселей с обнаруженными пожарами, сила пожара в пикселях и их число.

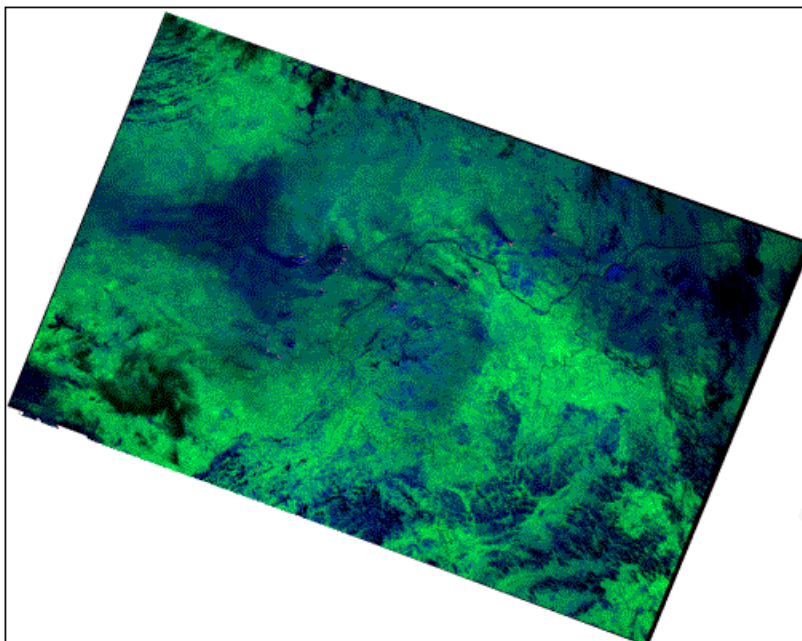


Рис. 8. Наложение маски пожаров на маску индекса вегетации (NDVI) в приложении ScanEx MODIS Processor

Примечания:

1. Значения всех порогов «по умолчанию» определялись Algorithm Technical Background Document MODIS FIRE PRODUCTS (atbd-mod-14). Поэтому эффективные пороги будут разными для раз-

личных региональных и климатических зон и в особенности для различных времен года.

2. Желательно наличие в mod03 файлах маски Land/Sea (Суша/Море).

3. Необходимо наличие в mod02 файлах атрибута RANGEBEGINNINGDATE.

Для выявления и оперативного обнаружения пожаров в программе ScanEx MODIS Processor используют алгоритмы, разработанные специально для спектрорадиометра MODIS и позволяющие определить местоположение пожаров и их силу. Программа использует также дополнительные средства для повышения достоверности определения пожаров (маску воды, автоматически вычисляемую маску облаков, алгоритм подавления ложных бликов). Наличие в приборе MODIS каналов достаточно высокого разрешения (250 м) позволяет уточнить местоположение очага пожара и состояние окружающей территории. На рис. 8 представлены изображения MODIS с наложением масок облаков, пожаров, вегетационного индекса (NDVI) в сочетании с разным пространственным разрешением (1 000, 500 и 250 м).

Точность определения координат очагов пожаров в режиме реального времени составляет до 10 пикселей, а при дополнительной геометрической коррекции — в пределах одного пикселя (до 1 км и выше при использовании каналов более высокого разрешения).

Результат работы программы может быть выдан на экран для ручного определения координат пожаров, а также записан в виде электронной карты или файла отчета.

Описание функций автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса (АМРК) «Метеоячейка»

Взаимодействие пользователя, абонента АМРК (руководителя полетов, радиометеоролога, синоптика-консультанта, синоптика-прогнозиста) с ПЭВМ осуществляется вводом команд.

Запуск

Запуск автоматизированного рабочего места (АРМ) осуществляется двойным щелчком левой клавишей мыши по ярлыку АРМ-АП на экране ПЭВМ. Выбор функций производится нажатием левой клавишей мыши на соответствующем пункте меню или кнопке.

Используется многозадачный режим системы. При этом могут выполняться и другие функции системы. Прием метеоданных осуществляется в фоновом режиме.

Главное окно АРМ-АП

После загрузки на экран выводится окно АРМ-АП (рис. 1).

Главное окно АРМ-АП содержит следующие окна.

1. Карту метеоявлений (рис. 1).

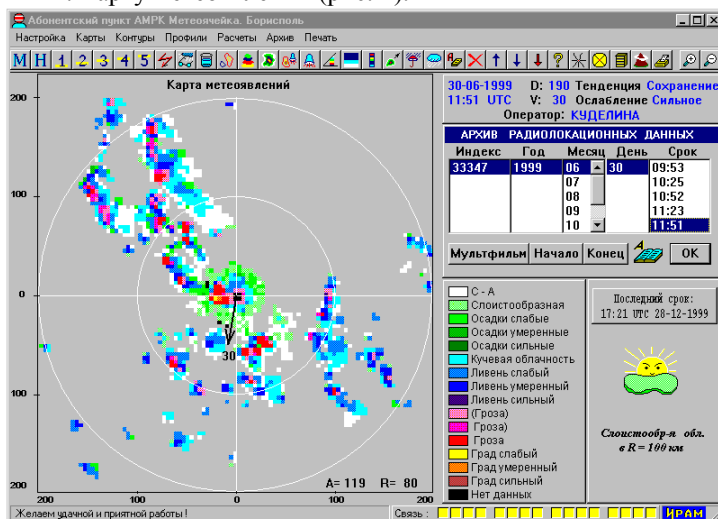


Рис. 1. Главное окно АРМ-АП

2. Окно «Визитка» (рис. 2).
3. Окно с цветовой шкалой метеоявлений (рис. 3).
4. Окно «Последний срок наблюдений» (рис. 4).
5. Окно «Связь» (рис. 5).
6. Главное меню АРМ-АП (рис. 6).
7. Панель инструментов АРМ-АП (рис. 9).

Описание карты метеоявлений

Пример карты метеоявлений представлен в левой части рис. 1 в виде круга с соответствующей атрибутикой, а именно:

- ориентация карты по сторонам света соответствует ориентации географических карт;
- центр карты — месту установки антенны МРЛ;
- внешняя окружность соответствует удалению от центра 200 км, т. е. диаметр круга составляет 400 км; размер внешнего квадрата карты — 400х400 км;
- максимальное удаление метеоявлений от МРЛ варьируется от 200 (в направлениях по меридиану — на С, Ю; по широте — на В, З) до 256 км (в направлениях по диагоналям квадрантов — на СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ);
- метеоявления отображаются на карте по дискретным квадратам площадью 4х4 км (в масштабе 200 км), различным цветом в соответствии с цветовой шкалой метеоявлений (рис. 3).

Окно «Визитка»

Окно «Визитка» (рис. 2) содержит:

- дату наблюдений — 30-06-1999 г.;
- срок (время окончания) наблюдений АМРК «Метеоячейка», *utc* — 11 ч 51 мин;

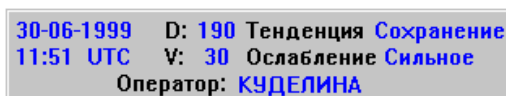


Рис. 2. Окно «Визитка»

- радиометеорологическое направление (куда перемещается) в градусах (1900) и скорость перемещения радиоэха в км/ч (30 км/ч), значения которых указываются кратными 5;

- тенденцию изменения радиозха метеобъектов (начиная со второго обзора) между последовательными сроками наблюдений — сохранение;
- условия наблюдений в радиусе 60 км от МРЛ, характеризующие степень ослабления радиолокационного сигнала — сильное;
- фамилию дежурного оператора АМРК «Метеоячейка» – Куделина.

Окно «Шкала метеоявлений»

Окно с цветовой шкалой метеоявлений представлено на рис. 3 и при выводе на экран карты содержит следующие обозначения:

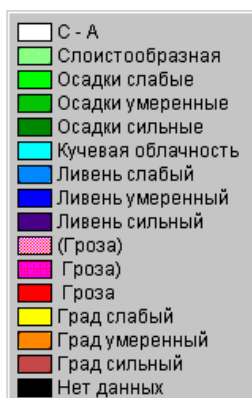


Рис. 3. Окно с цветовой шкалой метеоявлений

- С-А — слоистообразная облачность с нижней границей 1,0 км и более, без осадков;
- слоистообразная — слоистообразная облачность с нижней границей менее 1,0 км, без осадков;
- осадки слабые, осадки умеренные, осадки сильные — осадки из слоистообразной облачности слабой, умеренной и сильной интенсивности по радиолокационной оценке;
- кучевая облачность — конвективная облачность с нижней границей более 0,0 км, без осадков;
- ливень слабый, ливень умеренный, ливень сильный — осадки из конвективной облачности слабой, умеренной и сильной интенсивности по радиолокационной оценке: летом — 0,5; 3,0; 25,1 мм/ч соответственно; зимой — 0,02; 0,11; 1,1 мм/ч соответственно;

· (гроза), гроза, гроза — грозоопасные кучево-дождевые облака с вероятностью совпадения с данными гидрометеорологических станций (ГМС) 30–70, 70–80, более 80% соответственно;

· град слабый, град умеренный, град сильный — градоопасные облака с вероятностью совпадения с данными ГМС 30–70, 70–80, более 80% соответственно.

Каждый цвет шкалы (при выводе на экран той или иной карты) будет соответствовать конкретному элементу метеорологической радиолокационной информации.

Отображение информации за последний срок

В правом нижнем углу карты при каждом обращении к информации АМРК за любой срок наблюдений (текущий или из архива), отображается наиболее опасное явление (рис. 4) за последний срок наблюдений в радиусе 100 км от МРЛ.



Рис. 4. Окно «Последний срок»

Отображение каналов связи

Окно «Связь» с отображением состояния каналов связи с абонентами представлено на рис. 5.



Рис. 5. Окно «Связь»

Индикация реализована цветовым отображением состояния связи с данным абонентом в соответствующем этому абоненту окне — индикаторе связи. При этом

- желтый цвет означает, что нет связи с абонентом (не включена ПЭВМ абонента, ПЭВМ абонента находится в нерабочем режиме и др.);
- зеленый — есть связь с абонентом;
- голубой — обмен данными;
- синий — конец обмена данными.

Главное меню АРМ-АП

Главное меню АРМ-АП (рис. 6) предназначено для реализации основных разделов программного обеспечения абонентского пункта АРМК «Метеоячейка» посредством списка функций (команд), открывающегося при активизации каждого из разделов.

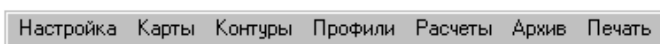


Рис. 6. Главное меню АРМ-АП

Для активизации любого раздела главного меню АРМ-АП и вывода на экран соответствующего каждому разделу списка (меню) требуется подвести указатель мыши к наименованию выбранного раздела (пункту меню) и кратковременно нажать на левую клавишу мыши, тогда на экране открывается список (меню) функций (команд).

Назначение устройств

Для размещения приложений, архивов данных, файлов связи, настройки работы приложений в зависимости от конфигурации ПЭВМ АП предназначена функция — назначение устройств.

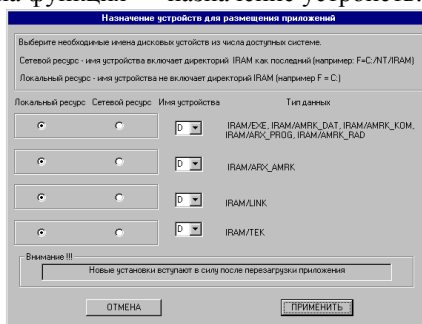


Рис. 7. Окно «Назначение устройств для размещения приложений»

При активизации открывается окно «Назначение устройств для размещения приложений» (рис. 7).

Выбор функций приложения

Для выбора оптимального набора функций каждого приложения (АП АМРК) предназначена функция — выбор функций приложения. При её активизации открывается окно «Выбор рабочих функций приложения» (рис. 8).

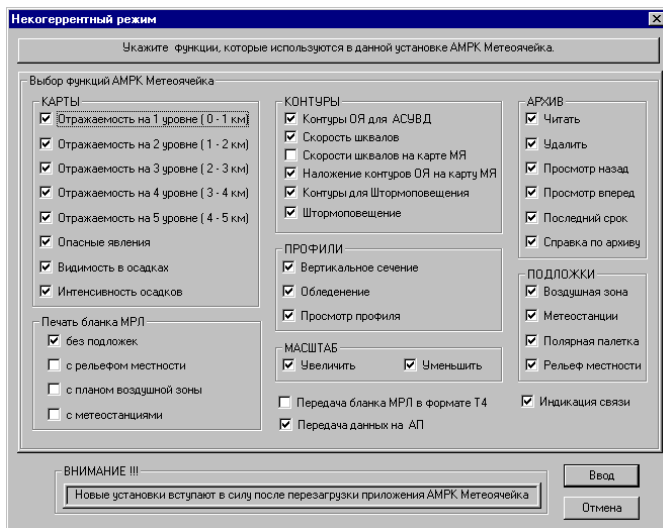


Рис. 8. Окно «Выбор рабочих функций приложения»

Функции, не установленные в окне «Выбор рабочих функций приложения», программным обеспечением АМРК не реализуются.





Панель инструментов АРМ-АП

Панель инструментов АРМ-АП (рис. 9), состоящая из кнопок с пиктограммами, предназначена для немедленного или с наименьшими затратами времени отображения любой карты или любой информации, предусмотренных СПО. Для вывода на экран ПЭВМ АП указанных данных требуется нажать левой клавишей мыши на кнопке с соответствующей пиктограммой.









Рис. 9. Панель инструментов АРМ-АП

Кнопки команд на панели инструментов

1.  Карта метеоявлений (рис. 1).
2.  Карта высот. Карта высоты (верхней границы) радиосигнала.
3.  Отражаемость в 1 слое (0-1 км). Карта отражаемости в слое 0,0-1,0 км.
4.  Отражаемость во 2 слое (0-2 км). Карта отражаемости в слое 1,0-2,0 км.
5.  Отражаемость в 3 слое (0-3 км). Карта отражаемости в слое 2,0-3,0 км.
6.  Отражаемость в 4 слое (0-4 км). Карта отражаемости в слое 3,0-4,0 км.
7.  Отражаемость в 5 слое (0-5 км). Карта отражаемости в слое 4,0-5,0 км.
8.  Опасные явления. Карта опасных явлений погоды.
9.  Видимость в осадках. Карта видимости в осадках.
10.  Интенсивность осадков. Карта интенсивности осадков.
11.  Контуры ОЯ для АС УВД. Карта контуров опасных явлений.
12.  Скорость шквалов. Карта скорости шквалов.
13.  Скорость шквалов 15 м/с на карте метеоявлений. Карта метеоявлений с контурами шквалов со $V_{ш} = 15$ м/с.
14.  Наложение контуров на карту метеоявлений. Наложение карты контуров опасных явлений на карту метеоявлений.
15.  Контуры ОЯ для штормоповещения. Наложение карты контуров опасных явлений для штормоповещения на карту метеоявлений.

17.  *Штормоповещение*. Таблица штормоповещения (рис. 10).
18.  *Вертикальное сечение*. Многофункциональная карта вертикального сечения (рис. 11).
19.  *Обледенение*. Многофункциональная карта обледенения.
20.  *Просмотр профиля*. Окно «Вертикальный профиль с распределением отражаемости по 11 слоям».
21.  *Прогноз перемещения поля радиозха*. Карта прогноза поля радиозха (рис. 12).
22.  *Прогноз по метеостанциям*. Таблица «Инерционный прогноз ОЯП» (рис. 13).
23.  *Расчет количества осадков*. Карта количества осадков (рис. 14).
24.  *Читать архив*. Окно «Архив радиолокационных данных».
25.  *Удалить архив*. Происходит удаление отмеченных в архиве сроков наблюдений.
26.  *Предыдущий срок наблюдений*. Карта метеоявлений предыдущего срока наблюдений.
27.  *Следующий срок наблюдений*. Карта метеоявлений следующего срока наблюдений.
28.  *Последний срок наблюдений*. Карта метеоявлений последнего в архиве срока наблюдений.
29.  *Справка по архиву*. Окно «Справка по архиву».
30.  *План воздушной зоны*. Наложение на карту (горизонтального сечения), выведенную на экран, подложки — плана воздушной зоны.

31.  *Полярная палетка.* Наложение на карту подложки полярной (азимутальной) палетки.
32.  *Метеостанции.* Наложение на карту подложки метеостанции (сеть ГМС штормового кольца).
33.  *Рельеф местности.* Наложение на карту подложки — рельефа местности.
34.  *Печать бланка формы 2.* Распечатывание на принтере бланка карты МРЛ.
35.  *Увеличить.* Исходная карта в увеличенном (укрупненном) на 50% масштабе.
36.  *Уменьшить.* Исходная карта в уменьшенном на 50% масштабе.

Вывод на экран таблицы «Штормоповещение»

Окно «Штормоповещение» (рис. 10) содержит распределение ОЯ в радиусе 200 км от МРЛ с указанием направления и скорости перемещения, тенденции изменения поля радиоэха, а также для каждого ОЯ:

- типа ОЯ и степени его опасности;
- высоты верхней границы радиоэха (км);
- полярных координат ОЯ (азимут или сектор, удаление или диапазон расстояний);
- шквалистого усиления скорости ветра (15 м/с), связанного с ОЯ.

Окно «Штормоповещение» выводится на экран или кнопкой



на панели инструментов АРМ-АП (рис. 9), или командой штормоповещение из меню контуры (главного меню АРМ-АП) (рис. 6).

В окне «Штормоповещение» приводятся (рис. 10) следующие сведения:

- наименование пункта — Борисполь.
- срок наблюдений на АРПК «Метеоячейка» — 11:51 *итс*.
- дата: 30-06-99 г.
- характеристики перемещения радиоэха — перенос: радиометеорологическое направление перемещения радиоэха (куда перемещается) — 190°, т.е. радиоэхо перемещается в направлении на ЮЮЗ от МРЛ; скорость перемещения радиоэха — 20 км/ч.

ШТОРМОПОВЕЩЕНИЕ				
Печать штормоповещения				
Борисполь 11:51 30-06-99				
перенос: 190 гр 30 км/ч тенденция: СОХРАНЕНИЕ				
очагов: града - 1, гроз - 7, слн.ливней - 0				
НО ЯВЛЕНИЕ	ВЫСОТА (км)	АЗИМУТ (гр)	УДАЛЕНИЕ (км)	ШКВАЛ (м/с)
1 ГРОЗА	13	ВОКРУГ	0-200	17
2 ГРОЗА	9	85-121	80- 97	-
3 ГРОЗА	11	141-176	45- 90	19
4 ГРОЗА	10	198-229	85-106	17
5 ГРАД]	13	256-270	16- 24	17
<hr/>				
6 (ГРОЗА)	7	112-120	147-177	-
7 ГРОЗА	9	133-136	133-144	-
8 ГРОЗА	10	299-308	147-192	17
<hr/>				
НАД МРЛ в радиусе 8 км ОЯ				

Рис. 10. Окно «Штормоповещение»

- тенденция изменения поля радиоэха: Сохранение.
- количество очагов:
 - града – 1 – означает, что градоопасных очагов – один;
 - гроз – 7 – грозоопасных очагов – семь;
 - слн. ливней – 0 – очагов сильных ливневых осадков –

нет.

- графа № — номер ОЯ по порядку: от 1 до 8; при этом черта между 5 и 6 строками разделяет очаги, отмечаемые в радиусе 100 км (с номерами 1–5), от очагов, отмечаемых на расстояниях более 100 км (с номерами 6–8).

- графа явление – тип ОЯ; например, в строке 4: ГРОЗА – грозоопасные очаги с вероятностью совпадения с грозами, отмечаемыми ГМС, 80% и более.

- графа высота (км) – высота верхней границы радиоэха кучево-дождевого облака с ОЯ, в километрах: 10 км (в строке 4).

- графа азимут (гр) – азимут (относительно меридиана МРЛ), в котором отмечается ОЯ, в градусах: в секторе 198-2310 (в строке 4).

- графа удаление (км) – расстояние от МРЛ до ОЯ, в километрах: в диапазоне 85–106 км (в строке 4).

- графа шквал (м/с) – скорость шквала, связанного с данным ОЯ —16 м/с.

Просмотр карт вертикального сечения

Карты вертикального сечения — данные АМРК в вертикальной плоскости на расстояниях 0–200 км. К ним относятся:

- вертикальное сечение — для вывода вертикального сечения радиозха в произвольном азимуте или в выбранном воздушном коридоре с распределениями метеоявлений и отражаемости метеообъектов (рис. 11);
- обледенение — для вывода распределения качественной оценки интенсивности обледенения в произвольном азимуте или в выбранном воздушном коридоре;
- профиль — для вывода вертикального профиля радиозха в выбранном квадрате 4 на 4 км с указанием метеоявления; минимальной видимости в осадках на расстояниях 0–100 км, максимальной высоты верхней границы радиозха, вертикального профиля отражаемости по 11 слоям.

Описание карты «Вертикальное сечение»

При выборе кнопки на экране появляется карта с вертикальным сечением радиозха метеообъектов (рис. 11). В рабочем поле карты «Вертикальное сечение» приводятся следующие части (окна):

1. В левом верхнем углу — схема воздушных коридоров, где
 - начало любого коридора — крестик в центре схемы (в месте установки МРЛ);
 - в конце каждого коридора нанесен его номер;
 - протяженность каждого коридора 200 км;
 - трассы могут быть прямыми и ломанными.
2. В правом верхнем углу левой половины рабочего поля мелкомасштабная карта метеоявлений, на которой имеется движущийся радиус;
3. Слева в нижней части рабочего поля — вертикальное сечение радиозха и отражаемости метеообъектов по выбранному азимуту (вдоль выбранного радиуса), где
 - на расстояниях от 0 до 200 км представлено распределение отражаемости метеообъектов: на высотах — от нижней до верхней границы радиозха; с дискретностью: по дальности — 4 км, по высоте — 1 км;
 - значения отражаемости отображаются цветовыми градациями, кратными 5 dBZ, приведенными в шкале отражаемости в правой нижней части экрана;

4. Над вертикальным сечением — горизонтальная цветовая линейка распределения метеоявлений от 0 до 200 км от МРЛ, в которой каждому цвету соответствует явление из шкалы метеоявлений в правой нижней части экрана.

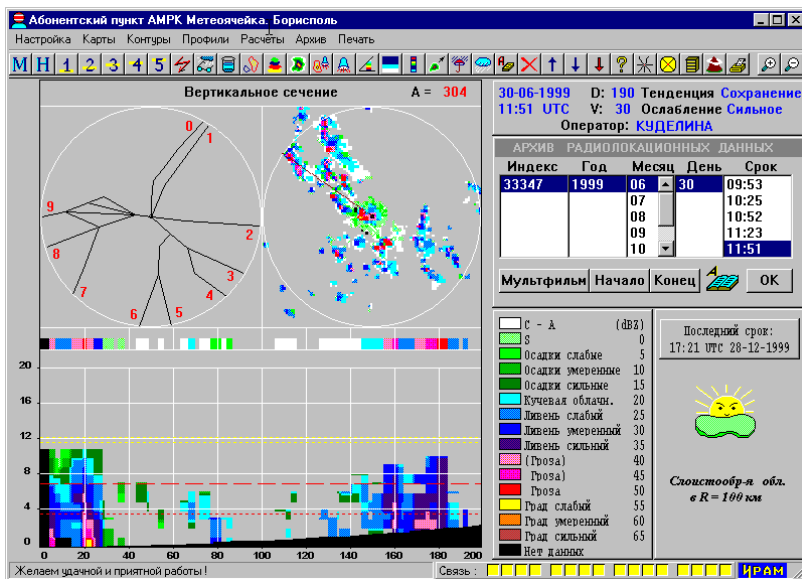


Рис. 11. Карта «Вертикальное сечение» с линейкой распределения
явлений по выбранному азимуту

К инерционным прогнозам, рассчитываемым на задаваемый период времени, относятся:

- прогноз поля радиоэха – в виде карты ожидаемого местонахождения (перемещения) поля радиоэха (рис. 12);
- инерционный прогноз ОЯП – в виде таблицы ожидаемых ОЯ для каждой ГМС ШК (рис. 13).

Расчет количества осадков выполняется за заданный период времени и отображается на экране в виде карты количества осадков.

Для вывода на экран карты «Количество осадков» требуется:

1. Вывести на экран окно «Расчёт количества осадков». Для чего необходимо выбрать кнопку на панели инструментов.
2. В открывшемся окне установить время начала (срок) и время конца (срок) периода, за который должен выполняться расчёт.

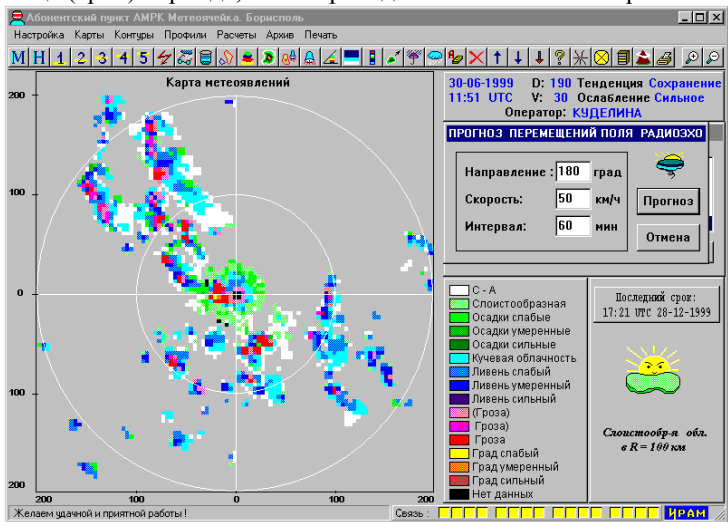


Рис. 12. Окно прогноза перемещения поля радиоэха

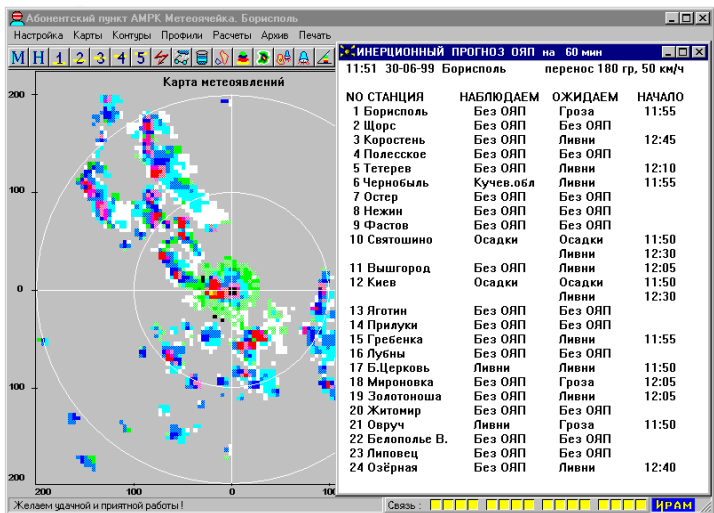


Рис. 13. Окно «Инерционный прогноз ОЯП по ГМС на фоне карты метеоявлений»

3. Перемещаясь из одного окошка в другое, установить цифровыми клавишами номер слоя по которому нужно рассчитать количество осадков; направление перемещения радиоэха; скорость перемещения радиоэха (при необходимости); период (в минутах), за который требуется выполнить расчет.

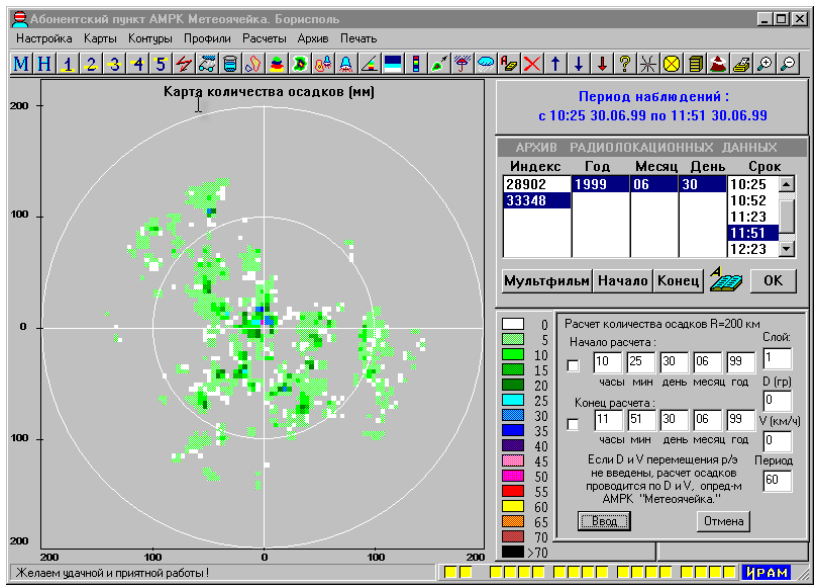


Рис. 14. Карта количества осадков с окном расчета

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атмосфера:* справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.
- Андреев Г.А.* О классификации изображений по их текстурным признакам / Г.А. Андреев и др. // Исследование Земли из космоса. 1990. №2. С. 91–96.
- Базлова Т.А.* Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети / Т.А. Базлова, Н.В. Бочарников, Г.Б. Брылев, Л.И. Кузнецова и др. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 332 с.
- Бакулев П.А.* Радиолокационные и радионавигационные системы / П.А. Бакулев, А.А. Сосновский. М.: Радио и связь, 1994. 296 с.
- Баранов А.М.* Видимость в атмосфере и безопасность полетов / А.М. Баранов. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 206 с.
- Баранов А.М.* Авиационная метеорология / А.М. Баранов, О.Г. Богаткин, В.Ф. Говердовский, В.Д. Еникеева. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 345 с.
- Баранов А.М.* Облака и безопасность полетов/ А.М. Баранов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 231 с.
- Бедрицкий А.И.* Современное состояние системы метеорологических наблюдений в Российской Федерации / А.И. Бедрицкий // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 5–12.
- Богаткин О.Г.* Авиационные прогнозы погоды / О.Г. Богаткин Г.Г.Тараканов. СПб., 2007. 270 с.
- Бочарников Н.В.* Метеорологическое оборудование аэродромов и его эксплуатация / Н.В. Бочарников, Г.Б. Брылев, С.О. Гусев, В.П. Ковальков и др. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. 592 с.
- Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
- Груза Г.В., Ранькова З.Я.* Структура и изменчивость наблюдаемого климата: Температура воздуха Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 71 с.
- Гарбук С.В.* Космические системы дистанционного зондирования земли / С.В. Гарбук, В.Е. Гершензон. М.: Изд-во А и Б, 1997. 296 с.
- Герман М.А.* Космические методы исследования в метеорологии / М.А. Герман. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.
- Говердовский В.Ф.* Космическая метеорология с основами астрономии / В.Ф. Говердовский. СПб.: РГГМИ, 1995. 217 с.
- Гонин Г.Б.* Космические съемки Земли / Г.Б. Гонин. Л.: Недра, 1989. 256 с.

Гречищев А.В. Космические системы дистанционного зондирования Земли / А.В. Гречищев, Ю.А.Лихачев // Ежегодный обзор. Вып. 4 (1998). М.: ГИС-Ассоциация, 1999. С. 83–92.

Григорьев А.А. Антропогенные воздействия на окружающую среду по наблюдениям из космоса / Григорьев А.А. М.: Наука, 1985.

Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 96 с.

Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.

Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 216 с.

Захаров М.Ю. Организация системы оперативного доступа удаленных пользователей к спутниковым данным / М.Ю. Захаров, Е.А. Лупян, Р.Р. Назиров // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 5. С. 67–72.

Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 720 с.

Качурин Л.Г. Методы метеорологических измерений / Л.Г. Качурин. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 456 с.

Кисилев В.Н. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы) / В.Н. Кисилев, А.Д. Кузнецов. СПб.: РГГМУ, 2004. 429 с.

Коровин В.П. Методы и средства гидрометеорологических измерений / В.П. Коровин, В.М. Тимец. СПб.: Гидрометеиздат, 2000.

Космическое землеведение: информационно-математические основы / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 571 с.

Космическое землеведение: диалог природы и общества. Устойчивое развитие / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 640 с.

Коробков Н.В. Использование искусственных нейронных сетей для анализа спутниковых данных дистанционного зондирования / Н.В. Коробков, Г.И. Бельчанский // Исследование Земли из космоса (РАН). 1998. № 4. С. 111–120.

Крэкнелл А.П. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / А.П. Крэкнелл. М.: Мир, 1984. 320 с.

Кузнецов А.А. Радиолокационное оборудование автоматизированных систем управления воздушным движением / А.А. Кузнецов, А.И. Козлов, В.В. Криницын и др. М.: Транспорт, 1995. 344 с.

ДеМерс Майкл Н. Географические информационные системы / Майкл Н. ДеМерс. М.: Дата+, 1999. 490 с.

Матвеев Л.Т. Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 778 с.

Мейсон Б.Д. Физика облаков / Б.Д. Мейсон. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 542 с.

Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 647 с.

Перевезенцев Л.Г. Радиолокационные системы аэропортов / Л.Г. Перевезенцев, В.Н. Огарков. М.: Транспорт, 1991. 360 с.

Приборы и установки для метеорологических измерений на аэродромах / под ред. Л.П. Афиногенова, Е.В. Романова. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 295 с.

Прэтт У. Цифровая обработка изображений / У. Прэтт. М.: Мир, 1982. Т. 1. 310 с., Т. 2. 790 с.

Радиолокационные станции обзора Земли / под ред. Г.С. Кондратенкова. М.: Радио и связь, 1983. 246 с.

Риль Г.А. Климат и погода в тропиках. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 348 с.

Российская Федерация. Закон об обеспечении единства измерений. № 4871-1. 27.04.1993. М.: Дом Советов России, 1993. 86 с.

Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. 6-е изд.// документы ВМО. Женева, 2000, № 8. 305 с.

Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды / под ред. И.П. Ветлова, Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометиздат, 1982. 342 с.

Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 301 с.

Савиных В.П. Оптико-электронные системы дистанционного зондирования / В.П. Савиных, В.А. Соломатин. М.: Недра, 1995. 240 с.

Семенченко Б.А. Физическая метеорология / Б.А. Семенченко. М.: Аспект Пресс, 2002. 415 с.

Смит К. Основы прикладной метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 424 с.

Справочник потребителя спутниковой информации / под ред. В.В. Асмуса, О.Е. Милехина. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 105 с.

Тарсенко М. Спутник дистанционного зондирования Landsat-7 на орбите / М. Тарсенко // Новости космонавтики. 1999. № 6 (197). С. 14–15.

Тикунов С.В. Географические информационные системы: сущность, структура, перспективы / С.В. Тикунов // Итоги науки и техники. Сер. Картография. М.: ВИНТИ, 1991. С. 6–80.

Толмачева Н.И. Основы метеорологических наблюдений / Н.И. Толмачева, Л.Н. Ермакова; Перм. ун-т. Пермь, 2005. 260 с.

Толмачева Н.И. Космические методы экологического мониторинга / Н.И. Толмачева, Л.С. Шкляева; Перм. ун-т. Пермь, 2006. 296 с.

Толмачева Н.И. Практикум по космическим методам экологического мониторинга / Н.И. Толмачева, Л.С. Шкляева; Перм. ун-т. Пермь, 2006. 132 с.

Толмачева Н.И. Метеорологические радиолокаторы и радионавигационные системы управления воздушным движением / Н.И. Толмачева, Булгакова О.Ю.; Перм. ун-т. Пермь, 2007. 154 с.

Толмачева Н.И., Ермакова Л.Н. Основы метеорологических наблюдений. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2005. 260 с.

Толмачева Н.И., Шкляева Л.С. Космические методы экологического мониторинга. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. 296 с.

Тучков Н.Т. Автоматизированные системы и радиоэлектронные средства управления воздушным движением / Н.Т. Тучков. М.: Транспорт, 1994. 368 с.

Шанда Э. Физические основы дистанционного зондирования / Э. Шанда. М.: Недра, 1990. 280 с.

Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.

Хромов С.П., Петросяну М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2001. 527 с.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 328 с.

ENVI 3.4 User's Guide, BSC Inc. 2001.

ERDAS IMAGINE 8.5 Tour Guides, ERDAS Inc. 2001.

GIS by ESRI. User's Guide. 1. Understanding GIS. The ARC/INFO Method. 2. PC ARC/INFO. 3. PC ARCPLOT. 4. PC ARCEDIT. 5. SML. USA, Redlans: Environmental System Research Institute. 1994.

Thompson M. Digital terrain models from Radarsat / M. Thompson, J. Mercer // Earth Observation Magazine. March. 1996. Vol. 5, № 3. P. 22–26.

Saunders R.W. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data / R.W. Saunders, K.T. Kriebel // Int. J. Remote Sensing. 1988. Vol. 9, № 8. P. 123–150.

Svendsen E. Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for Sea Ice Research / E. Svendsen, K. Kloster, B. Farrelly, O.M. Johannessen, J.A. Johannessen, W.J. Campbell, P. Gloersen, D. Cavalieri, C. Matzler // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, № 5. P. 2781–2791.

Richards J.A. Remote Sensing Digital Image Analysis. Berlin: Springer-Verlag, 1994.

Kruse F.A. and others. The Spectral Image Processing System (SIPS)/ *F.A. Kruse and others* // Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data: Remote Sensing of Environment. 1993. Vol. 44. P. 145–163.

Thomas G. Lane. ArcView Spatial Analyst / Lane G. Thomas. San Diego: Eguitax National Decision Systems, 1996. 145 p.

Учебное издание

*Толмачева Наталья Игоревна
Тимофеева Анна Гарниковна*

**МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ И
МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРЫ**

Редактор *А.Г. Тимофеева*
Компьютерная верстка *Н.И. Толмачевой*

Подписано в печать 15.05.2017. Формат 60х84 1/16.
Усл. печ. л. 11,62. Тираж 500 экз. Заказ 573

Редакционно-издательский совет
Института повышения квалификации Росгидромета

Издательство ООО «Андреевский издательский дом»