ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ И КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

СБОРНИК ЛЕКЦИЙ

* *

*

ПОСОБИЕ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ

ПРЕДНАЗНАЧЕНО ДЛЯ ПОДГОТОВКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПЕРСОНАЛА КЛАССА I И КЛАССА II

Подготовлен
Н. Ф. Вельтищевым

ВМО - № 701

Секретариат Всемирной Метеорологической Организации—Женева—Швейцария

ТЕХНИЧЕСКИЕ ПУБЛИКАЦИИ ВМО

по вопросам образования и подготовки кадров

ВМО
№

8 — Guide to meteorological instruments and methods of observation. 5th edition. (English)

100 — Guide to climatological practices. 2nd edition. (English)

134 — Guide to agricultural meteorological practices. 2nd edition. (English — French — Spanish)

168 — Guide to hydrological practices. 4th edition. Vol. I — Data acquisition and processing. (English — French - Russian -- Spanish); Vol. II — Analysis, forecasting and other applications. (English — Spanish)

197 — Manual on meteorological observing in transport aircraft. 2nd edition. (English)

223. TP. 118 -- Problem workbook for the training of Class III meteorological personnel (English — French — Arabic)

240 -- Compendium of training facilities for meteorology and operational hydrology. 6th edition (revised). (English)

258 — Guidelines for the education and training of personnel in meteorology and operational hydrology. 3rd edition. (English -- French)

261 — Problems in dynamic meteorology. (English)

266 — Compendium of lecture notes for training Class IV meteorological personnel. Vol. I -- Earth Science. (English - French — Spanish — Arabic); Vol. II Meteorology. (English — French — Spanish)

278 — Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on Higher Education and Training (Rom April 1970). (English -- French)

291 -- Compendium of lecture notes for training Class III meteorological personnel. (English — French -- Spanish)

300 — Proceedings of the Conference on Meteorological Education and Training in Developing Countries in Africa (Algiers, 1970). (English — French)

305 — Руководство по Глобальной системе обработки данных. Издание 1982 г. (на английском, французском, русском и испанском языках)

306 — Наставление по кодам. Том I — Международные коды. Издание 1984 г. Том II — Региональные коды и национальные практики кодирования. Издание 1982 г. (на английском, французском, русском, и испанском языках)

364 -- Compendium of meteorology for use by Class I and Class II meteorological personnel. Vol. I, Part 1 - Dynamic meteorology. (English — French — Spanish), Part 2 — Physical meteorology. (English -- French — Spanish), Part 3 — Synoptic meteorology. (English — French); Vol. II, Part 1 — General Hydrology. (English), Part 2 — Aeronautical meteorology. (English — French -- Spanish), Part 3 - Marine meteorology. (English -- French — Spanish), Part 4 — Tropical meteorology. (English), Part 5 -- Hydrometeorology. (English), Part 6 — Air chemistry and air pollution meteorology. (English — French)

382 -- Compendium of lecture notes for training personnel in the applications of meteorology to economic and cosial development. (English — French — Spanish)

407 — International Cloud Atlas, Abridged edition. (English — French)

432 — Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on Education and Training in Meteorology and Meteorological Aspects of Environmental Problems (Caracas, February 1975). (English)

434 -- Compendium of lecture notes in marine meteorology for Class III and Class IV personnel. (English -- French -- Spanish)

446 — Handbook on wave analysis and forecasting. (English — French — Spanish)

468 -- Guide on the automation of meteorological telecommunication centres. (English)

471 — Руководство по морскому метеорологическому обслуживанию. Второе издание (на английском, французском, русском и испанском языках)

(Продолжение на третьей стороне обложки)

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ И КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

СБОРНИК ЛЕКЦИЙ

* *

*

ПОСОБИЕ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ

ПРЕДНАЗНАЧЕНО ДЛЯ ПОДГОТОВКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПЕРСОНАЛА КЛАССА I И КЛАССА II

Подготовлен
Н. Ф. Вельтищевым

ВМО - № 701

Секретариат Всемирной Метеорологической Организации–Женева–Швейцария
1988

Сборник лекций предназначен для обучения метеорологического персонала класса I и класса II, работающего в области краткосрочного прогнозирования погоды. 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. В лекциях приводятся характеристики рассматриваемых мезомасштабных систем, обсуждаются механизмы их образования и даются рекомендации по анализу и прогнозу мезомасштабных систем с использованием спутниковых, радиолокационных и обычных данных. Пособие по самостоятельной работе студентов содержит рекомендации по проведению упражнений и самостоятельной подготовке диаграмм, помогающих анализировать и прогнозировать мезомасштабные циркуляции с учетом местных условий.

ИЗДАНО В СССР ДЛЯ ВМО
ЛЕНИНГРАД, ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ, 1988

© 1988, Всемирная Метеорологическая Организация

ISBN 92-63-40701-0

ПРИМЕЧАНИЕ

Употребляемые здесь обозначения и оформление материала не должны рассматриваться как выражение какого бы то ни было мнения со стороны Секретариата Всемирной Метеорологической Организации относительно правового статуса той или иной страны, территории, города или района, или их властей, или относительно делимитации их границ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 4

Сборник лекций

Предисловие 7
Введение 8
Глава 1. **КРИТЕРИИ ПОДОБИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИИ.** 12
Глава 2. **КОНВЕКТИВНЫЕ ЦИРКУЛЯЦИИ** 14
2.1. Мезомасштабные системы мелкой конвекции. 14
2.1.1. Общая характеристика явления 14
2.1.2. Механизм образования упорядоченных мезомасштабных конвективных структур 19
2.1.3. Рекомендации к анализу и прогнозу. 23
2.2. Мезомасштабные системы глубокой конвекции 28
2.2.1. Общая характеристика явления 28
2.2.2. Механизмы образования мезомасштабных систем глубокой конвекции. 38
2.2.3. Анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции. 43
Глава 3. **МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ЦИРКУЛЯЦИЯХ** 46
3.1. Мезомасштабная структура фронтов 46
3.1.1. Общие характеристики мезомасштабной структуры фронтальных систем по данным наблюдений. 46
3.1.2. Механизм образования мезомасштабных полос осадков 51
3.1.3. Анализ и прогноз мезомасштабных полос осадков. 55
3.2. Нефронтальные мезомасштабные вихри 56
3.2.1. Общая характеристика нефронтальных мезомасштабных вихрей 57
3.2.2. Механизм образования мезомасштабных нефронтальных вихрей 59
3.2.3. Анализ и прогноз нефронтальных мезомасштабных вихрей 63
Глава 4. **ОРОГРАФИЧЕСКИ ВОЗБУЖДЕННЫЕ МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ** 66
4.1. Мезомасштабные барьерные эффекты. 66
4.1.1. Механизм формирования барьерных эффектов. 66
4.1.2. Мезомасштабный анализ и прогноз барьерных эффектов. . . . 69
4.2. Фены 71
4.2.1. Общая характеристика явления 71
4.2.2. Механизм образования фенов. 72
4.2.3. Анализ и прогноз фенов 75
4.3. Подветренные волны 83
4.3.1. Общая характеристика явления 83
4.3.2. Механизм образования подветренных волн 88
4.3.3. Анализ и прогноз подветренных волн. 90
4.4. Мезомасштабные подветренные вихри 92
4.4.1. Общая характеристика явления 92
4.4.2. Механизм образования подветренных вихревых цепочек. . . . 95
4.4.3. Анализ и прогноз подветренных вихревых цепочек. 96
4.5. Ветер склонов и горно-долинная циркуляция 97
4.5.1. Общая характеристика ветра склонов и горно-долинной циркуляции. 97
4.5.2. Механизм ветра склонов и горно-долинной циркуляции 98
4.5.3. Анализ и прогноз ветра склонов и горно-долинной циркуляции. 100
Глава 5. **МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗБУЖДЕННЫЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ.** 104
5.1. Бризы 104
5.1.1. Общая характеристика явления 104
5.1.2. Механизм бризовой циркуляции 106
5.1.3. Влияние крупномасштабного потока и особенностей рельефа на бризовую циркуляцию 108
5.1.4. Мезомасштабный анализ и прогноз бризовой циркуляции . . . 108
5.2. Влияние неоднородности нагрева подстилающей поверхности на мезомасштабное распределение облачности. 113
5.2.1. Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение кучевой облачности 113
5.2.2. Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение слоистообразной облачности и тумана. 118
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 123

Пособие для самостоятельной работы студентов

Введение 129
Глава 2 129
Глава 3 131
Глава 4 133
Глава 5 135

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комиссия по основным системам на своей восьмой сессии (Женева, 1983 г.) признала необходимым издать сборник лекций по мезометеорологии и краткосрочному прогнозированию. Рекомендация Комиссии о подготовке такой учебной публикации была одобрена группой экспертов Исполнительного Совета ВМО по образованию и подготовке кадров.

Мезомасштабные явления погоды относятся к той области метеорологии, которая еще недостаточно изучена. Однако современный прогресс и широкое применение радиолокационных и спутниковых изображений дали возможность проводить детальную, непрерывную, а иногда и мгновенную оценку условий погоды, что невозможно было сделать, имея только стандартные синоптические сети станций.

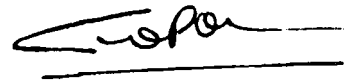
Научно-технические достижения в значительной мере содействовали расширению знаний о различных мезомасштабных системах и введению новых методов краткосрочного и сверхкраткосрочного прогнозирования.

Применение этих знаний несомненно поможет метеорологам улучшить прогнозируемость различных атмосферных процессов, которые иногда могут оказывать сильное и неблагоприятное воздействие на деятельность человека и его безопасность.

Настоящая публикация „Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование" предназначена для обучения метеорологического персонала класса I и класса II. Публикация состоит из трех частей: сборника лекций, пособия для самостоятельной работы студентов и пособия для преподавателей. Первые две части объединены, а пособие для преподавателей издается отдельно.

Рукопись подготовлена в Гидрометцентре СССР Государственного комитета СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромет СССР) д-ром Н. Ф. Вельтищевым, которому я приношу свою сердечную благодарность за отличную работу. Научная и лингвистическая редакция русского оригинала рукописи, ее перевод на английский язык и печатание обоих вариантов осуществлены издательством „Гидрометеоиздат" (г. Ленинград) Госкомгидромета СССР. Подготовка и издание сборников лекций по мезометеорологии и краткосрочному прогнозированию является вкладом СССР в Программу добровольного сотрудничества ВМО. В связи с этим я хотел бы от имени ВМО передать искреннюю благодарность Государственному комитету СССР по гидрометеорологии и соответствующим его организациям.

Убежден, что настоящая публикация будет одинаково полезной для студентов и преподавателей и будет содействовать достижению и поддержанию высокого стандарта технической и научной подготовки метеорологического персонала во всем мире.



(Г. О. П. Обаси)
Генеральный секретарь

СБОРНИК ЛЕКЦИЙ

* *

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник лекций по мезометеорологии, подготовленный по запросу секретариата Всемирной Метеорологической Организации, ориентирован на синоптиков, работающих в прогностических подразделениях метеорологических служб, а также студентов, готовящихся к практической работе по прогнозированию погоды.

Основная цель этого сборника состоит в том, чтобы в сравнительно сжатой форме дать феноменологическое описание различных мезомасштабных циркуляций в атмосфере, пояснить механизм их образования на основе существующих экспериментальных и теоретических исследований и дать рекомендации по анализу и краткосрочному прогнозу отдельных мезомасштабных систем. Так как наиболее полное представление о мезомасштабной структуре атмосферных движений получается в настоящее время с помощью спутниковых и радиолокационных данных, этим видам наблюдений в лекциях уделяется наибольшее внимание.

Представляется, что сборник лекций может служить пособием, которое поможет синоптикам-практикам идентифицировать по данным спутниковых, радиолокационных и обычных наблюдений мезомасштабные атмосферные циркуляции, оценивать их эволюцию, исходя из имеющихся сведений о механизме образования той или иной системы, и на основе этого уточнять краткосрочный и сверхкраткосрочный прогноз погоды.

Автор считает своим долгом выразить признательность Г. Н. Исаевой, которая оказала большую помощь в подборе снимков облачного покрова со спутников для иллюстрации различных мезомасштабных циркуляций.

Н. Ф. Вельтищев

ВВЕДЕНИЕ

Термины „мезометеорологический", „мезомасштабный" появились впервые в начале 1950-х годов для определения атмосферных процессов, являющихся по своей пространственно-временной структуре промежуточными, средними (от греческого mesos) между крупномасштабными и мелкомасштабными (микромасштабными) процессами, которые к этому времени были уже хорошо известны.

Хотя и ранее метеорологи имели представление о более крупных масштабах движений, чем те, которые наблюдаются в пограничном слое атмосферы, для их настоящего анализа не существовало средств. Такие средства начали появляться в 1950-е годы. Это были самолеты, радиолокаторы, метеорологические искусственные спутники Земли и плотная сеть наземных станций. Хотя радиолокационная и спутниковая информация, особенно на первом этапе развития этих наблюдательных систем, носила, скорее, качественный характер, она достаточно убедительно показала, что в атмосфере Земли очень часто встречаются системы движений с горизонтальными масштабами порядка $10-10^2$ км, которые ускользали ранее из поля зрения метеорологов, так как в отличие от движений синоптического масштаба не разрешались существующей сетью обычных измерений, особенно в свободной атмосфере.

В последние годы происходил дальнейший прогресс в развитии дистанционных средств измерений наземного и космического базирования, обладающих высоким пространственно-временным разрешением.

Использование в метеорологических целях когерентных (доплеровских) радиолокаторов продемонстрировало большие возможности использования этой техники для получения количественных данных о структуре атмосферных движений с большим пространственным разрешением. Хотя в настоящее время в большинстве стран когерентные радиолокаторы функционируют в экспериментальном режиме, есть основания предполагать, что в недалеком будущем они заменят некогерентные радиолокаторы и станут мощным источником информации о мезомаштабной структуре течений в свободной атмосфере.

Параллельное развитие дистанционных измерений в инфракрасном (ИК) 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 (радиозондирования), хотя пока что и уступают последним по точности.

Появление средств наблюдений за мезомасштабными процессами в атмосфере, а также более мощной вычислительной техники привело в последние годы к появлению большого числа экспериментальных и теоретических работ, посвященных изучению различных мезомасштабных циркуляций в атмосфере. Интерес к мезомасштабным возмущениям обусловлен тем, что с ними бывают связаны опасные явления погоды, причиняющие значительный экономический ущерб и нередко уносящие человеческие жизни. К таким явлениям относятся сильные шквалистые ветры и микропорывы, грозовая деятельность, интенсивные осадки, вызывающие паводки.

В связи со сравнительно молодым возрастом мезометеорологии, в настоящее время не установилось общепринятой масштабной классификации движений среднего масштаба. Поскольку очень четких границ между спектрами атмосферных движений, по-видимому, не существует, мы не будем уделять этому вопросу много внимания и при дальнейшем изложении материала воспользуемся классификацией, предложенной Орланским (1975), так как она является наиболее широко распространенной, по крайней мере, среди метеорологов, занимающихся моделированием мезомасштабных процессов. В соответствии с этой классификацией выделяются следующие масштабы:

мезо-α (200–2000 км) : фронты и тропические циклоны;

мезо-β (20–200 км) : низкоуровенные струйные течения, внутренние волны, скопления облаков, орографические возмущения;

мезо-γ (2–20 км) – кучево-дождевые облака, внутренние гравитационные волны, городские эффекты.

Из приведенных выше данных видно, что 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, достаточно хорошо освещенных в учебной литературе, и постоянно анализируются на картах погоды, основное внимание в настоящих лекциях будет уделено движениям масштаба мезо-β и частично мезо-γ.

В лекциях 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, а

также тем, насколько он 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 лекции предназначены для метеорологов, работающих в различных физико-географических условиях, некоторые даже не очень часто встречающиеся типы мезомасштабных движений будут кратко описаны с тем, чтобы при столкновении с этим явлением в практической работе его можно было бы более полно толковать.

Следует признать, что прогнозирование мемезомасштабных циркуляций и связанных с ними явлений погоды находится в настоящее время в зачаточном состоянии, поэтому параграфы, относящиеся к вопросам практического составления прогноза с использованием информации о мезомасштабной структуре атмосферных движений, чрезвычайно скупы. Определенные трудности здесь связаны и с тем, что методы анализа и краткосрочного прогноза существенно зависят от того, какими средствами наблюдений располагает прогнозист и как эти результаты наблюдений отображаются при усвоении информации синоптиком.

С тем чтобы избежать повторений при рассмотрении конкретных мезомасштабных циркуляций, общие проблемы прогнозирования мезомасштабных движений и тенденции их развития будут рассмотрены в этой вводной лекции.

Прежде всего возникает вопрос — можно ли детерминированными методами прогнозировать мезомасштабные циркуляции с достаточной степенью заблаговременности, или какова предсказуемость мезомасштабных явлений. Этот вопрос одинаково важен как для численного, так и для синоптического прогнозирования, поскольку и в том, и в другом случае мы никогда не знаем точного состояния атмосферы. Если окажется, что при весьма близких начальных состояниях через небольшой промежуток времени вследствие имевшихся незначительных отличий в начальный момент развиваются сильно отличающиеся системы движений, то мезомасштабный прогноз является безнадежным. Если же зависимость развивающихся со временем циркуляций не очень чувствительна к начальному состоянию атмосферы, то при их краткосрочном прогнозировании можно надеяться на успех.

Вопрос о предсказуемости мезомасштабных движений в настоящее время еще недостаточно разработан и по этому поводу существуют как пессимистические, так и оптимистические точки зрения, которые вытекают в основном из методов применявшегося анализа (Антес и др., 1985).

Так, например, на основе анализа спектра атмосферных движений с позиций однородной турбулентности получается вывод от том, что в мезомасштабе происходит быстрый перенос энергии от меньших к большим длинам волн, поэтому неизбежные ошибки и неопределенности в движениях малого масштаба будут распространяться в движения большего масштаба и сокращать его предсказуемость. Таким образом, с позиций однородной турбулентности прогнозирование мезомасштабных движений представляется весьма безнадежным.

Против такого рода выводов можно выдвинуть, однако, ряд контраргументов. Во-первых, наблюдаемые атмосферные спектры представляют статистическое описание структуры атмосферы и включают осреднение по пространству и времени, тогда как атмосферные структуры, когда они образуются, являются хорошо организованными и не являются такими случайными, как трехмерная турбулентность инерциального диапазона. Как лабораторными наблюдениями последних лет, так и наблюдениями в атмосфере показано, что даже в зависящих от времени потоках, которые ранее считались турбулентными, присутствуют так называемые когерентные структуры, которые хотя и претерпевают пространственно-временные модуляции, но прослеживаются на протяжении длительного промежутка времени. Примером такой 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 отдельные ее 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 намного большую, чем можно было бы ожидать, исходя из теории турбулентности. Лилли (1984) предполагает, что причиной такого увеличения предсказуемости является спиральность, представляющая собой скалярное произведение вихря и скорости. Моделирование трехмерной турбулентности (Андре и Лесюр, 1977) указывает на то, что потоки, обладающие большими значениями спиральности, противостоят турбулентному разрушению.

Вторым важным фактором, влияющим на поведение многих мезомасштабных атмосферных систем, является возмущающее воздействие подстилающей поверхности. Термичес-

кие и механические неоднородности генерируют многие мезомасштабные системы (бризы, подветренные волны, конвекцию).

Исходя из генезиса мезомасштабных явлений, большинство авторов (см., например, Антес, 1984; Пилке, 1984) подразделяют их 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 т. д.);

— системы, возникающие в свободной атмосфере в результате потери устойчивости течений более крупного масштаба (гравитационные волны, системы мелкой и глубокой конвекции).

Отличительная особенность систем первой группы состоит в том, что, будучи локально возбужденными, они развиваются также локализованно и поведение их наиболее предсказуемо, так как возбуждающие силы являются или постоянными (механическое возбуждение), или имеют суточный цикл (термическое возбуждение).

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.

Наиболее сложной с точки зрения предсказания является ситуация, когда турбулентность развивается в однородном по горизонтали крупномасштабном потоке. Примером такой почти однородной турбулентности может служить развитие конвекции в однородной воздушной массе, когда хотя и можно предсказать уровень конвекции, но точно предсказать местоположение каждого конвективного элемента с достаточной заблаговременностью вряд ли окажется возможным.

Проведенное выше краткое обсуждение проблемы предсказуемости мезомасштабных явлений с различных точек зрения было сделано с тем, чтобы иметь хотя бы приближенное представление о том, при прогнозировании каких мезомасштабных систем можно надеяться на больший успех, а какие системы прогнозировать более сложно. Исходя из теоретического рассмотрения этой проблемы и существующего практического опыта, можно констатировать, что наиболее простыми для прогнозирования являются мезомасштабные орографические циркуляции (бризы, подветренные волны и вихри, фёны и т. д.). Большую сложность представляет прогнозирование мезомасштабных систем, возникающих в результате потери устойчивости крупномасштабного потока, но локализованных в пространстве его неоднородностью (линии шквалов, мезомасштабные конвективные комплексы, мезомасштабные неоднородности на атмосферных фронтах). Наименее перспективным является, по-видимому, прогнозирование мезомасштабных систем, развивающихся в однородном по горизонтали воздушном потоке (отдельных кучево-дождевых облаков в однородных воздушных массах, внутренних гравитационных волн).

К счастью, большинство мезомасштабных систем не относится к последнему типу (почти однородной турбулентности), поэтому их краткосрочное или сверхкраткосрочное прогнозирование детерминированными методами имеет определенную перспективу.

Развитие методов мезомасштабного прогнозирования идет двумя основными путями: (1) посредством разработки численных моделей, базирующихся на основных законах сохранения, и (2) путем разработки практических экстраполяционных правил и процедур, которые базируются на знаниях характерного жизненного цикла той или иной мезомасштабной системы и условий, наиболее благоприятных для ее образования.

Методы первой группы, хотя бурно развивались в последнее десятилетие, но не достигли еще состояния, позволяющего использовать их в повседневной практике. Это связано как со сложностью моделирования некоторых мезомасштабных процессов, так и с большими требованиями, которые такие модели предъявляют к вычислительной технике и в ряде случаев к информационному обеспечению начальными данными. Конкретные результаты по численному моделирования (прогнозированию) будут обсуждаться ниже. Здесь мы лишь отметим, что общая тенденция состоит в том, что появляются все более универсальные нестационарные трехмерные модели, которые по своему содержанию постепенно перерастают в прогностические, пригодные для ежедневного оперативного использования. Примером такой мезомасштабной негидростатической модели является модель, разработанная в Метеорологической службе Великобритании (Голдинг и др., 1985). Обзоры по использованию мезомасштабных моделей в прогнозе погоды можно найти в работах Антеса (1983), Пилке (1984), Кисельниковой и др. (1987).

Методы второй группы, более близкие к тематике настоящих лекций и широкому практическому использованию, уже сегодня базируются на более полном использовании современной технологии метеорологических наблюдений. Основными источниками информации о мезомасштабной структуре атмосферных

движений являются искусственные спутники Земли и радиолокаторы. Данные с этих наблюдательных систем доступны в настоящее время во всех странах. Изображения облачного покрова с геостационарных спутников поступают каждые 30 мин, а данные о радиоэхе можно получать при необходимости каждые 5—10 мин. Характерная разрешающая способность обоих видов измерений составляет 1 км. Таким образом спутники и радиолокаторы дают возможность идентифицировать атмосферные движения масштаба мезо-α, мезо-β и мезо-γ и прослеживать 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, на некотором предшествующем отрезке времени.

В последние годы во многих странах начали развиваться системы сверхкраткосрочного и краткосрочного прогнозирования, базирующиеся на максимальном использовании наблюдательных средств с высоким пространственно-временным разрешением. Поскольку объемы информации при этом очень сильно возрастают, традиционная бумажная технология (подготовка карт, фотоснимков) заменяется безбумажной технологией, когда результаты измерений обрабатываются на ЭВМ и воспроизводятся на графических дисплеях. Технически такие системы состоят из двух основных компонентов: управляющей ЭВМ графических и алфавитно-цифровых дисплеев. В ЭВМ с каналов связи вводится исходная информация, которая подвергается здесь той или иной степени переработки, после чего отображается на графическом дисплее в соответствии с набором инструкций, входящих в математическое обеспечение системы. Даже в наиболее простых вариантах такой системы, когда результаты одного вида измерений отображаются за последовательные промежутки времени (например, экспонируется видеокольцо спутниковых или радиолокационных данных), представляется возможным изучить динамику облачных систем и зон осадков, получить представление о скорости перемещения той или иной системы и характере ее эволюции.

В более развитых системах переработки и представления данных для нужд сверхкраткосрочного и краткосрочного прогноза различные виды измерений представляются в единых масштабах и географических проекциях, что 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 сравнительно короткого промежутка времени гораздо более полную информацию о динамике процессов, в том числе и мезомасштабных, чем это можно сделать в рамках традиционной бумажной технологии.

Представляется, что безбумажная технология отображения информации дает особенно много преимуществ при анализе и прогнозе мезомасштабных систем, имеющих сравнительно небольшой жизненный цикл, когда прогнозисту отводится очень мало времени на анализ и прогноз.

На базе новой технологии в настоящее время во многих странах развивается подход к прогнозированию погоды, за которым в английском языке все более закрепляется термин „наукастинг", введенный впервые Браунингом (1982). В соответствии с определением автора, 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.

Более подробно с системами сверхкраткосрочного прогнозирования, развиваемыми в различных странах, можно познакомиться в трудах симпозиумов по наукастингу (1981, 1984) и мезомасштабному анализу и прогнозу погоды (1987).

Поскольку основными доступными во многих странах источниками информации с высоким пространственно-временным разрешением являются спутники и радиолокаторы, в настоящих лекциях будет сделан особый упор на использование спутниковых и радиолокационных данных в анализе и прогнозе мезомасштабных атмосферных процессов.

Глава 1

КРИТЕРИИ ПОДОБИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИИ

При обсуждении механизмов образования различных мезомасштабных циркуляций в атмосфере, особенно при рассмотрении результатов численного и лабораторного моделирования этих циркуляций, неизбежно приходится оперировать с критериями подобия — безразмерными комплексами, используемыми для описания рассматриваемого процесса и характеризующими соотношение между различными силами, действующими в жидкости. Учитывая это обстоятельство, мы напомним читателю основные критерии подобия, которые будут использоваться в тексте лекций.

В динамике дозвуковых потоков основными критериями подобия являются число Рейнольдса (Re), число Фруда (Fr) и число Струхаля (St).

Число Рейнольдса

$$\mathrm{Re} = \mathrm{V}\,\mathrm{L}/\nu, \qquad (1.1)$$

где V — характерная для данной задачи 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

$$\mathrm{Fr} = \mathrm{V}^2/\mathrm{g}\,\mathrm{L}, \qquad (1.2)$$

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

Число Струхаля

$$\mathrm{St} = \mathrm{L}/\mathrm{VT}, \qquad (1.3)$$

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

$$\mathrm{Ta} = 2\omega\mathrm{L}^2/\nu, \qquad (1.4)$$

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

Из основных безразмерных чисел (1.1) — (1.4) можно составить ряд производных. Например, в метеорологии применяется число Россби

$$\mathrm{Ro} = \mathrm{Re}/\mathrm{Ta} = \mathrm{V}/2\omega\mathrm{L}. \qquad (1.5)$$

Нетрудно заметить, что число Россби является переформулировкой числа Струхаля.

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

$$\mathrm{Nu} = \mathrm{Q}\,\mathrm{L}/(\mathrm{K}\Delta\mathrm{T}), \qquad (1.6)$$

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

Число Грасгофа

$$\mathrm{Gr} = \alpha\mathrm{g}\mathrm{L}^3\Delta\mathrm{T}/\nu^2 \qquad (1.7)$$

где $\alpha = 1/\mathrm{T}$ — коэффициент температурного расширения. Число Грасгофа характеризует соотношение между силой плавучести, возникающей вследствие перепада плотности (температуры) в слое жидкости, и силой трения.

Число Прандтля

$$\mathrm{Pr} = \nu/\kappa \qquad (1.8)$$

где κ — коэффициент температуропроводности. Число Прандтля характеризует физические свойства жидкости.

Из (1.7) и (1.8) образуется широко используемое при изучении естественной конвекции число Рэлея

$$\mathrm{Ra} = \mathrm{GrPr} = \alpha\mathrm{g}\mathrm{L}^3\Delta\mathrm{T}/(\nu\kappa). \qquad (1.9)$$

Из перечисленных выше основных критериев подобия при решении конкретных задач образуются многие другие. Например, в метеорологии часто используется число Ричардсона

$$\mathrm{Ri} = \mathrm{Gr}\,\mathrm{Re}^{-2} = \alpha\mathrm{g}\Delta\mathrm{T}\,\mathrm{L}\,\mathrm{V}^{-2}, \qquad (1.10)$$

характеризующее соотношение между силами плавучести и силами инерции. Следует отметить, что в гидродинамике под ν и κ понимаются коэффициенты молекулярной кинематической вязкости и температуропроводности, определяющие свойства жидкости (газа). В метеорологии при использовании критериев подобия под ν и κ часто подразумевают коэффициенты турбулентной вязкости и температуропроводности, которые намного превышают по своему значению молекулярные аналоги. В этом случае соответствующие критерии подобия следует интерпретировать как их „турбулентные" аналоги.

Среди размерных параметров отметим лишь частоту Брейта — Вяйсяля

$$\mathrm{N} = \left(\frac{\mathrm{g}}{\Theta_0}\frac{\partial\Theta}{\partial\mathrm{z}}\right)^{1/2}, \qquad (1.11)$$

которая характеризует частоту гравитационных колебаний и будет использоваться в лекциях при рассмотрении мезомасштабных возмущений в устойчиво стратифицированной атмосфере. Здесь Θ – потенциальная температура.

При теоретическом и экспериментальном изучении устойчивости движений жидкости переход от одной формы течений к другой обычно фиксируется в поле тех или иных безразмерных чисел. Значения безразмерных чисел, при которых происходит переход от одной формы течения к другой, называют критическими. Так, 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 зависящей 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, будут рассмотрены в соответствующих главах. Здесь мы лишь отметим, что подавляющее их большинство, за исключением специфических систем, возникающих при обтекании препятствий, генерируется процессами естественной конвекции в широком понимании этого термина, поэтому генетически родственные циркуляции будут рассмотрены с одних и тех же позиций возникновения течений в результате реализации процессов естественной конвекции.

Материал в лекциях расположен таким образом, чтобы можно было рассмотреть сначала более простые системы циркуляций, которые определяются меньшим числом параметров, а затем использовать информацию, полученную в ходе обсуждения более простых и элементарных процессов, при рассмотрении более сложных систем, в формировании которых участвует большее количество факторов.

Глава 2

КОНВЕКТИВНЫЕ ЦИРКУЛЯЦИИ

Термин „конвекция" был введен впервые В. Прутом в 1834 г. для определения способа передачи тепла в виде отдельных порций (в отличие от кондукции и радиации). Эта форма тепло- и массообмена является чрезвычайно распространенной в атмосфере Земли и реализуется в результате потери статической устойчивости горизонтального слоя воздуха. Горизонтальные масштабы конвективных движений в атмосфере изменяются от нескольких сот метров (размер отдельного небольшого облака или термика) до сотни километров (мезомасштабные конвективные комплексы, линии шквалов).

В настоящих лекциях не будут рассматриваться вопросы зарождения и развития отдельного термика или облака. Основное внимание будет уделено механизму образования мезомасштабных конвективных систем, состоящих из многочисленных конвективных элементов, поскольку такие системы идентифицируются современными средствами наблюдений (спутниками, радиолокаторами), обладают сравнительно большим временем жизни (несколько часов) и содержат информацию, которую можно использовать в анализе и краткосрочном прогнозе погоды.

При изучении атмосферной конвекции (особенно теоретическом) ее подразделяютобычно на мелкую и глубокую. Хотя это подразделение является в некотором смысле условным и его следует трактовать как рассмотрение предельных случаев, оно является удобным и физически оправданным, поскольку условия погоды при развитии мелкой и глубокой конвекции существенно отличаются друг от друга.

В настоящем разделе мы рассмотрим последовательно мезомасштабные системы мелкой и глубокой конвекции и сделаем 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 пределах таких довольно тонких слоев изменение плотности воздуха по вертикали не играет существенной роли. В условиях мелкой конвекции незначителен также и вклад неадиабатических факторов, связанных с процессами осадкообразования в атмосфере. Мелкая конвекция представлена слоисто-кучевыми и мощными кучевыми облаками.

2.1.1. Общая характеристика явления

Для мелкой конвекции характерны трехмерные конвективные ячейки, имеющие в плане квазигексагональную структуру, квазидвумерные валы (гряды, улицы). Мелкомасштабные гексагональные ячейки облаков и облачные гряды наблюдались и были описаны еще в 30-е годы, тогда как мезомасштабные конвективные ячейки в поле облачности с горизонтальными размерами 10—100 км впервые были обнаружены на снимках облачности со спутника (Крюгер и Фриц, 1961).

По структуре облачного покрова выделяется 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. „Портрет" открытой конвективной ячейки на снимках со спутника представляет собой облачное кольцо, состоящее из многих отдельных или слившихся друг с другом конвективных облаков (кучевых, мощных кучевых или кучево-дождевых). Внутри такого кольца малооблачно или безоблачно. Пример поля открытых конвективных ячеек представлен на рис. 2.1.1. Это 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 являются регулярными: часть из них имеет форму подков. В целом имеется тенденция к увеличению размера ячеек с юга на север. В районе *A* их диаметр составляет в среднем 20—30 км, а в районе *B* 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 в большинстве случаев из слоисто-кучевых облаков. Пример поля закрытых конвективных ячеек представлен на рис. 2.1.2. В правом верхнем углу этого снимка видно западное побережье Африки. Обширное поле закрытых конвективных ячеек образовалось над холодным Бенгельским течением в восточной части Атлантического океана. Полигональная структура ячеек особенно отчетливо заметна в районе *A*, где диаметр закрытых конвективных ячеек равен в среднем 15 км. К востоку

Рис. 2.1.1. Поле открытых конвективных ячеек в массе холодного воздуха, перемещающейся над теплой поверхностью океана. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 8 января 1983 г., 9 ч 12 мин СГВ.

Рис. 2.1.2. Поле закрытых конвективных ячеек над холодной океанической поверхностью. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1689", 16 мая 1986 г., 9 ч СГВ.

от точки *B* ячейки менее регулярны, 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, образующую в плане области чередующихся восходящих и нисходящих течений в виде полос, размер которых в одном направлении во много раз больше чем в направлении по нормали к первому. В поле облачности такая система течений имеет вид чередующихся облачных гряд, состоящих из множества индивидуальных или слившихся конвективных облаков. Облачные гряды отделены друг от друга безоблачными пространствами. Пример валиковой структуры конвективных течений приведен на рис. 2.1.3. Среднее расстояние между грядами облаков в районе *A* на этом снимке составляет 6 км. Каждая облачная гряда состоит из индивидуальных конвективных элементов размером от 1 до 6 км. На снимок нанесено несколько данных о ветре у поверхности Земли, свидетельствующих о том, что гряды облаков ориентируются вдоль направления воздушного потока. Данные о ветре на уровне 850 гПа (здесь не приводятся) показывают, что направление ветра в нижнем слое атмосферы практически не менялось с высотой. В районе *A* скорость ветра возросла с 10 м/с у поверхности Земли до 15 м/с на уровне 850 гПа.

Естественно что в атмосфере наблюдаются не только геометрически правильные конвективные ячейки, приведенные на рис. 2.1.1 — 2.1.3, но и менее регулярные системы мезомасштабной конвекции, представляющие собой некоторые переходные формы течений. Этот вопрос будет рассмотрен более подробно при обсуждении механизма ячейковой конвекции.

Почти 30-летние наблюдения облачного покрова со спутников в глобальном масштабе позволяют констатировать, что ячейковая мезомасштабная конвекция является широко распространенной формой движения в атмосфере Земли. Наиболее часто конвективные ячейки наблюдаются над однородной поверхностью океана однако их можно наблюдать и над равнинными хорошо увлажненными поверхностями континентов (северо-западом Канады, европейской частью СССР Западной Европой)

Над океанами выделяется ряд районов, где наиболее часто встречаются открытые и закрытые конвективные ячейки. Открытые конвективные ячейки чаще наблюдаются в зимний сезон в приполярных районах и умеренных широтах в районах, где холодный воздух с континентов переносится на теплую океаническую поверхность. В Атлантическом океане это зона к востоку от Северной Америки и к западу от севера Европы, а в Тихом океане – зона к востоку от Азиатского материка и к югу от Аляски.

В целом можно сказать, что наиболее часто открытые конвективные ячейки наблюдаются там, где холодные массы континентального воздуха контактируют с поверхностью теплых океанических течений.

Закрытые конвективные ячейки наиболее часто встречаются в зоне холодных океаничес ких течений у западных берегов континентов. В Атлантическом океане они чаще 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. Более подробно с климатологией ячейковых облачных систем можно ознакомиться в вработах Амбрози и др. (1973) и Эджи (1987).

Наши современные представления о распространенности явления ячейковой конвекции базируются в основном на наблюдениях облачности со спутников. На самом деле это явление встречается в атмосфере, по видимому, гораздо чаще, поскольку ячейковая система конвективных течений может существовать и в безоблачном небе Об этом свидетельствуют радиолокационные измерения, с помощью которых ячей ковая конвекция была обнаружена и в безоблачной атмосфере.

Несмотря на довольно длительный период наблюдения ячейковой конвекции со спутников, в настоящее время существует сравнительно мало инструментальных измерений, которые характеризовали бы количественно ячейковую конвекцию в атмосфере. Это связано с тем, что чаще всего она наблюдается над океанами, где сеть наблюдений чрезвычайно редкая. Репрезентативными для изучения ячейковой конвекции являются только судовые измерения, поскольку на побережьях и островах структура пограничного слоя атмосферы резко трансформируется и не может характеризовать условия в открытом океане.

Накопленные к настоящему времени сведения об условиях образования конвективных ячеек в атмосфере были получены при проведе нии отдельных экспериментов (например, во время эксперимента по трансформации воздушных масс (AMTEX) в Южно-Китайском море) или в результате совместного анализа спутниковых данных об облачности и данных радиозондирования с судов погоды и научно-исследовательских судов.

Эти данные можно резюмировать следующим

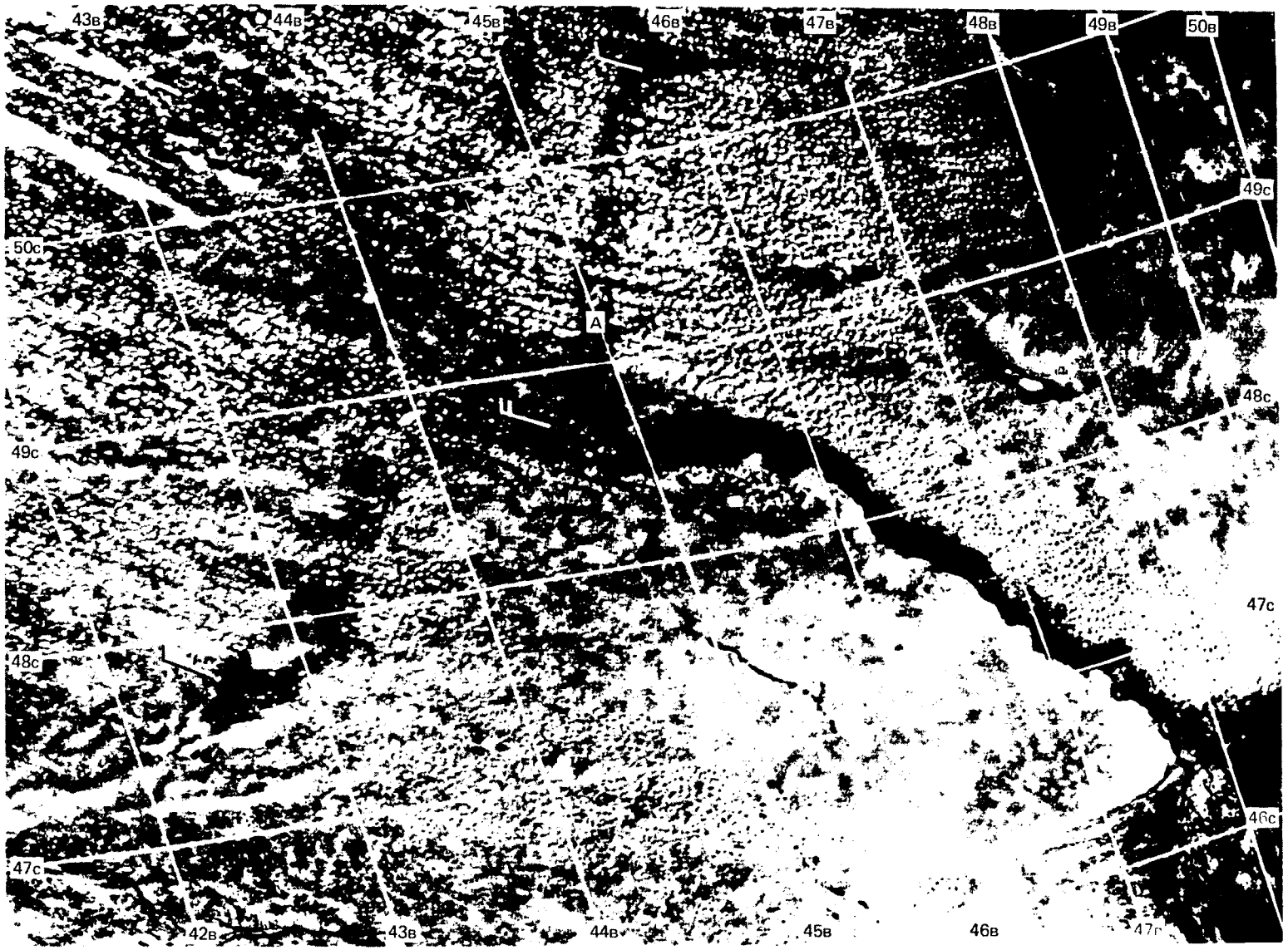


Рис. 2.1.3. Гряды кучевых облаков в нижнем течении р. Волги (юг европейской части СССР). Снимок в видимом участке спектра „Метеор", 6 июня 1987 г., 7 ч СГВ.

образом. Открытые конвективные ячейки развиваются в неустойчиво стратифицированном слое толщиной 1—3 км. Горизонтальный размер ячеек изменяется от 10 до 100 км и составляет чаще всего 30—40 км. Соотношение между диаметром конвективной ячейки и толщиной конвективного слоя изменяется в широких пределах, от 7:1 до 35:1, а среднее значение его, по данным различных авторов, составляет 16:1. Таким образом, достаточно тесной связи между диаметром ячейки и толщиной конвективного слоя не наблюдается. Разность температур вода — воздух при открытых ячейках составляет чаще всего 2—3 °С, в отдельных случаях она может достигать 7—8 °С. Градиент температуры в конвективном слое составляет в среднем 0,833 °С/100 м. Выше конвективного слоя наблюдается, как правило, слой инверсии, градиент температуры в котором составляет в среднем —0,15 °С/100 м. Толщина этого задерживающего слоя около 0,5 км. Скорость ветра у поверхности океана при открытых ячейках в среднем 11 м/с.

Закрытые конвективные ячейки характеризуются примерно такими же горизонтальными размерами, что и открытые. Они образуются в неустойчиво стратифицированных слоях меньшей вертикальной протяженности: толщина конвективного слоя для закрытых ячеек составляет в среднем 1,4 км, в то время как для открытых — 1,74 км. Разность температур вода — воздух составляет чаще всего 0—1 °С, а градиент температуры в конвективном слое равен 0,8 °С/100 м. Конвективный слой, как правило, ограничен сверху инверсионным слоем, толщина которого в среднем 0,8 км, а градиент температуры 1,16 °С/100 м. Скорость ветра у поверхности океана при закрытых конвективных ячейках составляет в среднем 9 м/с. Таким образом, для закрытых конвективных ячеек характерно, в отличие от открытых ячеек, отсутствие нагрева воздуха от водной поверхности.

Гряды конвективной облачности, образующиеся как над океаном, так и над равнинными частями континентов, развиваются обычно 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 чаще составляет 6—10 км, а над океаном 6—15 км, причем 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 °С/100 м, а градиент температуры в задерживающем слое —0,36 °С/100 м. Отношение горизонтального размера гряд к толщине конвективного слоя составляет в среднем 5:1. Гряды облачности наблюдаются при слабом повороте ветра с высотой в пределах конвективного слоя (менее 10° на 1 км) и ориентируются вдоль направления воздушного потока в конвективном слое.

Более подробные данные о размерах конвективных ячеек и гряд, а также о метеорологических условиях их образования можно найти в книгах Амбрози и др. (1973), Аткинсона (1981), в Руководстве по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды (1982) и в обзорной статье Эджи (1987). Приведенные выше параметры ячейковой конвекции были заимствованы из этих источников.

2.1.2. Механизм образования упорядоченных мезомасштабных конвективных структур

С процессами конвективного тепло- и массообмена человеку приходится сталкиваться не только в геофизике, но и в астрофизике, а также многих областях техники, поэтому вопросам конвекции в горизонтальных слоях жидкости посвящено большое количество теоретических и экспериментальных работ.

По своей природе ячейковая конвекция в атмосфере относится к конвекции Рэлея — Бенара, именуемой так в честь Бенара, который одним из первых провел экспериментальное изучение ячейковой конвекции в лабораторных условиях в 1900—1901 гг., и в честь Рэлея, который сделал первую попытку теоретического объяснения этого явления через 15 лет после опытов Бенара.

Конвекция в горизонтальных слоях жидкости имеет много различных аспектов. Мы уделим здесь основное внимание тем из них, которые наиболее близки к атмосферной конвекции. Особенность последней состоит в том, что она развивается, как правило, на фоне нестационарных крупномасштабных процессов, приводящих к нагреванию или охлаждению пограничного слоя воздуха со временем.

Наиболее разработанной и теоретически, и экспериментально является классическая задача конвекции Рэлея — Бенара в слое жидкости, находящемся первоначально в состоянии покоя и ограниченном сверху и снизу поверхностями при постоянных температурах. При такой простейшей постановке задачи состояние слоя жидкости определяется всего двумя безразмерными параметрами: числом Рэлея и числом Прандтля (см. гл. 1). В работах по линейной теории конвекции показано, что при достижении некоторого критического значения числа Рэлея (не зависящего от числа Прандтля) система теряет устойчивость и реализуются конвективные движения с определенной длиной волны. Критические значения числа

Рэлея и длина волны зависят от характера границ (жесткие или свободные). При жестких границах, например, $Ra_{кр} = 1700$, а $L = 2{,}016h$ (где L — горизонтальная длина волны, а h — толщина конвективного слоя). Линейная теория не предсказывает формы возникающих конвективных течений и их поведение при $Ra > Ra_{кр}$, поэтому изучение конвекции при сверхкритических значениях числа Рэлея производится с помощью аналитических или численных нелинейных моделей или лабораторных экспериментов.

К настоящему времени как теоретически, так и экспериментально установлено, что с ростом числа Рэлея конвективные течения испытывают ряд дискретных переходов, которые являются функцией числа Прандтля. При $Pr \geqslant 0{,}3$ наблюдается следующая закономерность в трансформации конвективных течений. При $Ra > Ra_{кр}$ конвекция приобретает вид двумерных стационарных валиков. При достижении некоторого $Ra = Ra1$ стационарные двумерные валики сменяются стационарными трехмерными системами течений, которые можно для простоты назвать „шахматными", поскольку в них имеется полная симметрия между восходящими и нисходящими течениями. При достижении некоторого $Ra = Ra2$ движения становятся периодическими, но остаются одномодальными, и, наконец, при больших сверхкритических значениях числа Рэлея ($Ra > 10^5$) движения становятся зависящими от времени и многомодальными, т. е. одновременно реализуется некоторый спектр движений. Важно, однако, что даже при этих больших значениях поток не является полностью турбулентным (хаотическим), а в нем выделяются когерентные структуры, соответствующие возмущениям наибольшего горизонтального масштаба. Здесь следует заметить, что с ростом числа Рэлея отношение L/h увеличивается и при $Ra \approx 10^5$ для наиболее крупных когерентных структур $L/h \approx 5$. Такого рода когерентные структуры наиболее близки к наблюдаемым в атмосфере, поскольку, как уже отмечалось в предыдущем параграфе, мезомасштабным ячейкам в атмосфере присуща многомодальность движений.

В рассмотренной выше классической задаче конвекции соблюдается два важных условия: в кондуктивном[1] состоянии система предполагается стационарной ($\partial\bar{\Theta}/\partial t = 0$), т. е. источники тепла и крупномасштабные движения отсутствуют, а граничные условия являются полностью симметричными. Из условия стационарности следует, что в невозмущенном состоянии кондуктивный поток тепла является постоянным во всем слое ($\kappa \dfrac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z} = \text{const}$).

При реализации конвекции и выходе ее на установившийся режим образовавшаяся система течений обеспечивает пропорциональность полных потоков тепла (конвективных и кондуктивных) кондуктивным потокам тепла в невозмущенном состоянии. Этот коэффициент пропорциональности (или безразмерный поток тепла) называется числом Нуссельта

$$Nu = 1 + \frac{\overline{w'\Theta'} - \kappa \dfrac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z}}{-\kappa \dfrac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z}}. \qquad (2.1.1)$$

Здесь штрихами указаны конвективные пульсации, а черта сверху обозначает осреднение по периоду. В случае стационарного фона из условия $\kappa \dfrac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z} = \text{const}$ 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 симметрия по вертикали рождает симметрию в горизонтальной плоскости, т. е. валиковую или шахматную плановую форму течений. В принципе такая система движений может реализоваться и в атмосфере при наличии стационарного фона.

Более типичными для атмосферы являются, однако, условия, когда фон в термическом отношении является нестационарным, т. е. когда имеются источники (стоки) тепла. В этом случае уравнение притока тепла для фонового состояния при условии горизонтальной однородности поля температуры можно представить в виде

$$\frac{d\bar{\Theta}}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\kappa \frac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z}\right) + \epsilon, \qquad (2.1.2)$$

где ϵ — неадиабатические притоки тепла, $\dfrac{d}{dt} = \dfrac{\partial}{\partial t} + \bar{w}\dfrac{\partial}{\partial z}$. Черта сверху обозначает, как и ранее, фоновое (невозмущенное конвекцией) значение переменной. Рассмотренный выше частный случай конвекции соответствует условию $\kappa = \text{const}$, $\partial\bar{\Theta}/\partial z = \text{const}$, $\bar{w} = 0$ и $\epsilon = 0$, откуда и следует, что $\partial\bar{\Theta}/\partial t = 0$. В реальной атмосфере эта идеализированная ситуация выполняется, по-видимому, довольно редко и в стратификации фонового потока почти всегда имеется элемент нелинейности, приводящей

[1] Здесь и далее под термином „кондуктивный" будем подразумевать не только молекулярную, но и турбулентную теплопроводность.

к асимметрии в распределении потоков тепла относительно середины конвективного слоя. Для иллюстрации сказанного рассмотрим простой частный случай уравнения (2.1.2) при условиях $\bar{w} = 0$, $\kappa = \text{const}$, $\epsilon = 0$. Тогда это уравнение приобретает вид

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 \bar{\Theta}}{\partial z^2}. \qquad (2.1.3)$$

Условие $(\partial^2 \bar{\Theta}/\partial z^2) > 0$ соответствует нагреванию слоя со временем, а условие $(\partial^2 \bar{\Theta}/\partial z^2) < 0$ – его остыванию. При нагревании слоя турбулентные потоки тепла $(-\kappa \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z})$ убывают с высотой, а при охлаждении слоя возрастают с высотой. 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 плюс кондуктивных) кондуктивным потокам тепла в невозмущенном состоянии. Общая закономерность в соотношении между суммарными и кондуктивными потоками тепла остается такой же, как и в случае $\chi \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} = \text{const}$, но из-за того, что сами кондуктивные потоки тепла не являются теперь постоянными с высотой, перестают быть постоянными и суммарные потоки тепла, а конвективные движения, поддерживающие этот механизм теплопередачи, теряют симметрию относительно середины конвективного слоя. Появление асимметрии конвективных течений относительно середины слоя вызывает асимметрию течений по горизонтали. Эта асимметрия проявляется как в различной интенсивности восходящих и нисходящих течений, так и в геометрии возникающих движений. В результате численного моделирования конвекции и лабораторных экспериментов, содержащих элемент нестационарности типа (2.1.3), было получено, что при нагревании слоя жидкости со временем $(\partial \bar{\Theta}/\partial t > 0)$ и при небольших сверхкритических значениях числа Рэлея $(Ra_{кр} < Ra < Ra\,1)$ движения так же, как и в классическом случае, приобретают вид валиков, однако области восходящих течений являются более узкими, чем области нисходящих течений, а интенсивность восходящих течений примерно вдвое превосходит интенсивность нисходящих течений. На отрезке $Ra\,1 \leqslant Ra \leqslant Ra2$ 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 движений, причем максимумы восходящих потоков достигаются в вершинах полигонов. При $Ra > Ra2$ конвективные движения становятся зависящими от времени (квазипериодическими), но полигональная их структура в целом сохраняется.

При охлаждении конвективного слоя со временем $(\partial \bar{\Theta}/\partial t < 0)$ возникают структуры течений, антисимметричные по отношению 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 $Ra\,1 \leqslant Ra \leqslant Ra2$. Схема течений в закрытой конвективной ячейке по результатам численного моделирования приведена на рис. 2.1.4.

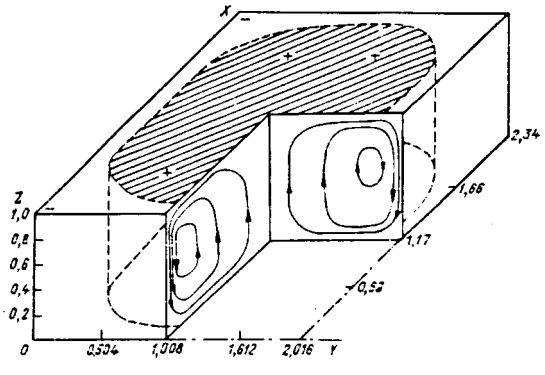


Рис. 2.1.4. Схема течений в закрытой конвективной ячейке. Горизонтальные размеры вдоль осей X и Y нормированы относительно мощности конвективного слоя. Область восходящих движений заштрихована. Участки максимальных восходящих и нисходящих течений отмечены знаком „+" и „–" соответственно. Сплошные кривые на рисунке – линии тока в плоскости XOZ и YOZ.

Мы рассмотрели здесь лишь один из возможных механизмов появления вертикальной асимметрии конвективных течений за счет переменности кондуктивных потоков тепла по высоте. Кроме этого, асимметрия может быть вызвана и другими факторами. Как следует из уравнения (2.1.2), 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 более общий вид, чем в (2.1.2):

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

и 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 ($\bar{u}\frac{\partial\bar{\Theta}}{\partial x} < 0$) – условия, благоприятные для образования закрытых ячеек. Обобщая рассмотренные выше частные случаи конвекции в условиях нестационарного фона, можно сделать вывод об основополагающей роли индивидуальных изменений фоновой температуры на форму возникающих конвективных течений: при $d\bar{\Theta}/dt > 0$ должны возникать ячейки открытого типа, а при $d\bar{\Theta}/dt < 0$ – ячейки закрытого типа.

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

Вторым аспектом мелкой конвекции является соотношение между горизонтальным размером ячейки L и толщиной конвективного слоя h. В п. 2.1.1 было отмечено, что для атмосферы характерны значения $20 \geqslant L/h \geqslant 5$. 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 $Ra_{кр}$ до 4–5 при $Ra \approx 10^5$. При свободных горизонтальных границах это отношение несколько увеличивается. Таким образом, наблюдаемые в атмосфере отношения L/h являются систематически большими, чем в идеализированных условиях лабораторного и численного моделирования. Нельзя сказать, что вопрос о причинах больших значений L/h в атмосфере совершенно ясен. Весьма просто характерные для атмосферы значения L/h 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 показателе неизотропности $K = \nu_г/\nu_в$ (где $\nu_г$ и $\nu_в$ представляют собой 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. Не исключено также, что увеличение отношения L/h в атмосфере может быть связано с процессами взаимодействия на границе конвективного слоя и ограничивающего его слоя инверсии. Этот вопрос нуждается в дальнейшем теоретическом и экспериментальном изучении.

Правильная полигональная структура мезомасштабных конвективных движений может существовать лишь при слабых ветрах и небольших сдвигах скорости в нижнем слое атмосферы. В тех случаях, когда конвекция развивается на фоне крупномасштабного потока, трехмерная структура конвективных течений существенно изменяется. Основные закономерности развития мезомасштабных конвективных движений в плоскопараллельном воз-

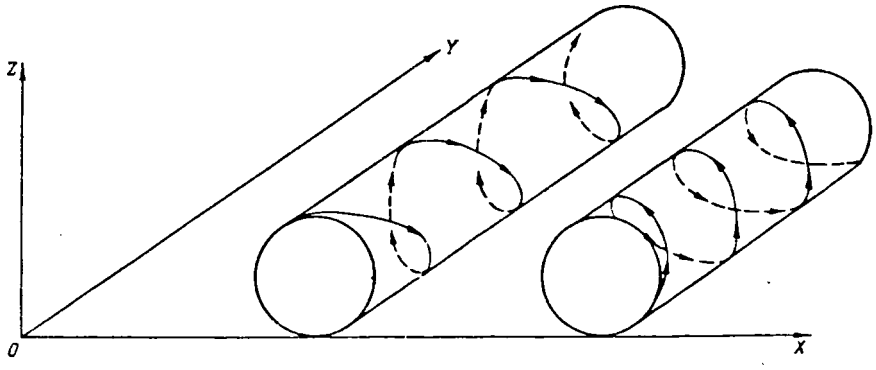


Рис. 2.1.5. Схема течений, образующих гряды конвективных облаков. Сплошными и пунктирными кривыми со стрелками указаны линии тока в соседних вихрях с горизонтальными осями.

душном потоке состоят в следующем.

При $d\bar{\Theta}/dt = 0$ после потери статической устойчивости конвективные течения приобретают форму чередующихся вихрей с горизонтальными осями, ориентированными вдоль направления ветра, причем циркуляция в системе таких вихрей носит геликальный характер (частицы движутся по спиралям так, как это показано на рис. 2.1.5). Вытягивание конвективных элементов вдоль вектора сдвига ветра (который в случае плоскопараллельного потока совпадает с вектором ветра) объясняется тем, что вертикальный сдвиг ветра оказывает максимальное подавляющее 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 ($\partial\bar{\Theta}/\partial t \neq 0$) и небольшой неустойчивости возникают системы конвективных валиков, ориентированных вдоль направления воздушного потока, однако в отличие от стационарных условий ($\partial\bar{\Theta}/\partial t = 0$) появляется асимметрия между восходящими и нисходящими течениями, подобная рассмотренной выше для случая покоящейся атмосферы. 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 весьма существенным и деформированные ячейки сохраняются даже при больших сдвигах ветра. Это подтверждается наблюдениями в атмосфере, свидетельствующими о том, что ячейковая форма облаков наблюдается даже при больших скоростях ветра (см. п. 2.1.1). Более полно с вопросами теории конвекции в тонких ($L \gg h$) горизонтальных слоях жидкости можно познакомиться в книгах Чандрасекхара (1961), Гершуни и Жуховицкого (1972).

2.1.3. Рекомендации к анализу и прогнозу

Основным средством анализа систем мелкой конвекции в атмосфере являются изображения со спутников, на которых эти мезомасштабные образования хорошо идентифицируются по структуре облачного покрова.

Поскольку регулярные мезомасштабные системы мелкой конвекции наблюдаются чаще всего над однородной поверхностью океана, где сравнительно редка сеть инструментальных измерений, данные о мезомасштабной структуре облачного покрова можно использовать прежде всего для уточнения анализа погоды.

Тип конвективных ячеек может служить довольно надежным индикатором воздушных масс. При обсуждении механизма образования открытых и закрытых ячеек в предыдущем параграфе было отмечено, что тип циркуляции в ячейке может зависеть от многих факторов, поэтому, имея в своем распоряжении лишь снимок облачности, невозможно идентифицировать конкретный крупномасштабный процесс, определивший мезомасштабную структуру облачного покрова. Однако, абстрагируясь от деталей, можно считать, что поля открытых конвективных ячеек в целом характеризуют холодные воздушные массы, распространяющиеся над теплой подстилающей поверхностью. Поэтому по распространению открытых облачных ячеек можно судить о проникновении масс холодного воздуха. Закрытые конвективные ячейки в целом характеризуют области распространения теплого воздуха над холодной подстилающей поверхностью, когда конвективная неустойчивость возникает не вследствие нагревания слоя воздуха снизу, а вследствие охлаждения его сверху. Такое охлаждение происходит в основном вследствие радиационного излучения с верхней границы слоистообразных облаков или вследствие испарения облачных капель на верхней границе облаков. Поэтому закрытые мезомасштабные ячейки можно считать в первом приближении индикатором теплой (по отношению к подстилающей поверхности) воздушной массы.

Данные о мезомасштабной структуре облачного покрова можно использовать и для приближенной оценки некоторых элементов погоды. В зависимости от степени освещенности анализируемого района наземными и аэрологическими данными можно использовать 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 качес-

Таблица 2.1.1

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

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

Примечание. σ — среднее квадратическое отклонение, n — число случаев.

твенной оценки вертикального распределения температуры, а также направления и скорости ветра можно воспользоваться статистическими данными, которые были частично приведены в п. 2.1.1 и будут помещены ниже.

Поскольку процедура более разумной интерполяции инструментальных измерений с применением данных о структуре облачности является довольно очевидной, мы остановимся подробнее лишь на втором подходе. Для грубой оценки мощности конвективного слоя по данным о размерах конвективных ячеек и гряд облачных ячеек можно воспользоваться эмпирическими соотношениями $D \approx 15h$ для полигональных ячеек и $L \approx 5h$ для гряд облачности. Здесь D — диаметр полигональной ячейки, L — расстояние между облачными грядами, h — толщина конвективного слоя. При практической оценке D и L следует измерить несколько их значений в интересующем районе и использовать для оценки мощности конвективного слоя средние значения.

Оценить направление ветра в районах с регулярными ячейками невозможно, а в районах с цепочками или грядами облачности следует считать направление ветра в слое от поверхности Земли до уровня 500 гПа совпадающим с ориентацией этих цепочек или гряд. Оценку скорости ветра можно произвести лишь очень приближенно с использованием статистических данных, приведенных в табл. 2.1.1. При пользовании таблицей следует помнить, что данные о скорости для ячеек получены по судовым измерениям в океанах, а данные для гряд соответствуют условиям суши. Поэтому при оценке скорости ветра по грядам облачности над океаном нужно увеличить приведенные в таблице значения в 2 раза.

При косвенной оценке условий погоды в районах, занятых конвективными ячейками, целесообразно иметь в виду следующие статистические данные. Наблюдатели на земле 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 на земле идентифицируют преимущественно как кучевые, мощные кучевые и несколько реже как кучево-дождевые. Вероятность осадков из них составляет 23 %, причем они выпадают в том случае, если диаметр облачной ячейки превышает 30 км, и носят ливневый характер.

Приемы использования данных о мезомасштабной структуре облачного покрова в анализе погоды проиллюстрируем на примере, приведенном на рис. 2.1.6. В верхней правой части рисунка видна южная часть полуострова Камчатка, свободная от облаков, в левом верхнем углу — остров 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, приступаем к анализу ситуации над акваторией Охотского моря и северо-западной части Тихого океана. По наземным данным и данным радиозондирований (несколько данных о ветре у поверхности Земли нанесено на снимок) видим, что воздушный поток в нижней тропосфере ориентирован в целом с северо-запада на юго-восток. Таким образом в интересующем нас районе происходит перенос воздушных масс с холодного Азиатского континента на теплую океаничес-

кую поверхность. В анализируемой ситуации в рамках приведенной на рисунке территории подавляющее большинство наблюдений было произведено на суше. Единственная сводка погоды в Охотском море имелась в точке, где нанесен ветер. В Тихом океане имелось два судовых наблюдения к востоку от о. Хоккайдо. Таким образом на большей части территории, охватываемой снимком, наземных наблюдений не производилось и снимок со спутника является единственным источником информации о погоде.

Какие дополнительные сведения о погоде можно извлечь, исходя из наших знаний о мезомасштабной структуре облачности конвективного происхождения и информации общего характера, которую мы получили из анализа приземных и высотных карт? По ориентации гряд конвективных облаков в Охотском море можно заключить, что здесь действительно преобладают ветры северо-западного направления. Гряды облаков являются хорошо выраженными на всем протяжении от южной части о. Сахалин до южных островов Курильской гряды, в то время как 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 более 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 более 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. 2.1.7.

Переходя к анализу самой облачности и условий температурной стратификации, необходимо обратить внимание на изменение горизонтальных размеров мезомасштабных систем. Нетрудно заметить, что в целом имеется 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 могут давать ливневые осадки. В области мезомасштабных вихревых возмущений *A* и *B* (особенно в последнем случае) имеет место локальное усиление конвекции.

В связи с малым горизонтальным размером ячеек мелкой конвекции и сравнительно небольшим временем жизни индивидуальной ячейки (около часа) прогнозирование их на современном этапе вряд ли имеет смысл, тем более что с мелкой конвекцией в большинстве случаев не бывает связано интенсивных явлений погоды. Практически можно говорить, по-видимому, лишь о прогнозировании полей конвективных ячеек. Здесь имеются определенные возможности, поскольку поля конвективных ячеек могут существовать до трех дней, и это позволяет пользоваться при краткосрочном прогнозе экстраполяцией по времени. Помимо простого экстраполирования уже 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 наиболее вероятного появления открытых конвективных ячеек в тыловой части приземного циклона или в районе высот-

Рис. 2.1.6. Распределение облачности над Охотским морем и северо-западом Тихого океана. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1500", 7 января 1985 г., 23 ч 30 мин СГВ.

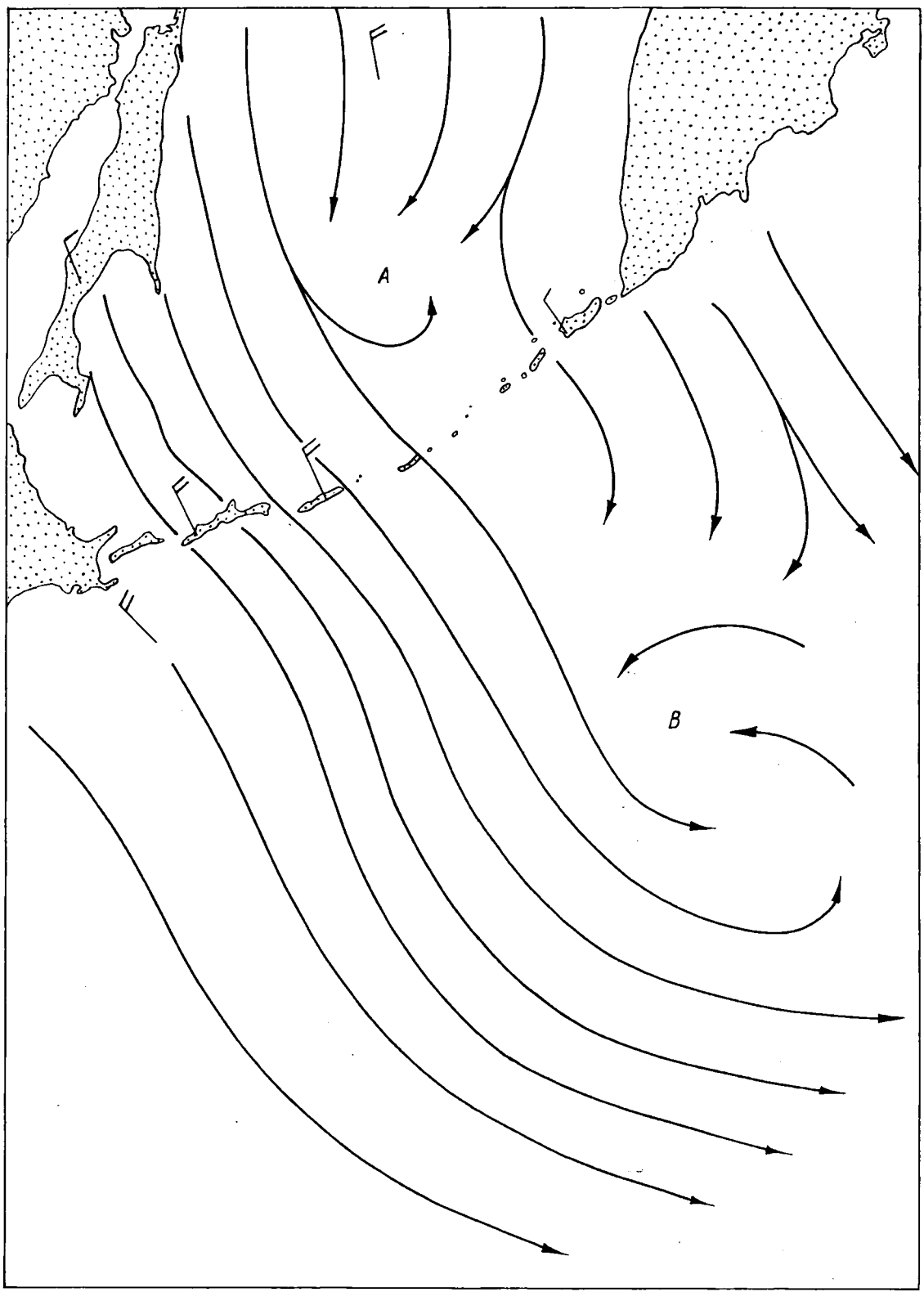


Рис. 2.1.7. Схема воздушных течений у поверхности Земли, построенная по снимку облачности, приведенному на рис. 2.1.6. На схему нанесены те же фактические данные о ветре, что и на рис. 2.1.6.

Участки суши затенены. *A* и *B* – центры мезомасштабных возмущений, обнаруженных по распределению облачности на рис. 2.1.6. Схема выполнена в масштабе и проекции снимка.

ной ложбины на верхних уровнях. Над теплой поверхностью океана зимой и над нагретой и ровной поверхностью суши летом в этих частях барического поля вероятность образования открытых конвективных ячеек очень высока. С практической точки зрения прогнозирование конвекции в холодных вторжениях особенно 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 можно выделить 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 с практической точки зрения их прогнозирование, по-видимому, менее актуально, чем прогнозирование открытых конвективных ячеек. Наиболее важно при прогнозе полей закрытых ячеек иметь в виду, что нижняя граница облаков, составляющих закрытые ячейки, часто находится на высоте 200 м. Этот факт необходимо учитывать при метеорологическом обслуживании авиации.

2.2. Мезомасштабные системы глубокой конвекции

Из самого определения „глубокая" следует, что в отличие от мелкой конвекции она развивается в слоях большой вертикальной протяженности, охватывающих всю тропосферу, а иногда и нижние слои стратосферы. С точки зрения горизонтальных масштабов глубокая конвекция представляет большой диапазон движений от мезо-γ (изолированные кучево-дождевые облака) до мезо-α (мезомасштабные конвективные комплексы и линии шквалов). В настоящем разделе основное внимание будет уделено организации конвективных движений на масштабах мезо-β (20–200 км) и мезо-α (> 200 км), поскольку эти мезомасштабные структуры обладают характерным временем жизни от нескольких часов до нескольких десятков часов и их идентификация может способствовать повышению качества краткосрочного прогноза погоды. С практической точки зрения анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции представляет, по-видимому, 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.

2.2.1. Общая характеристика явления

Как уже отмечалось, 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. Вторая существенная особенность глубокой конвекции состоит в том, что вследствие ее больших (по сравнению с мелкой конвекцией) вертикальных и горизонтальных масштабов на нее оказывает существенное влияние горизонтальная неоднородность метеорологических полей синоптического масштаба, эффект вращения Земли и неоднородности подстилающей поверхности.

Исторически было предложено несколько различных классификаций систем глубокой конвекции. В более ранних конвективные системы подразделялись на два основных класса — внутримассовые и фронтальные.

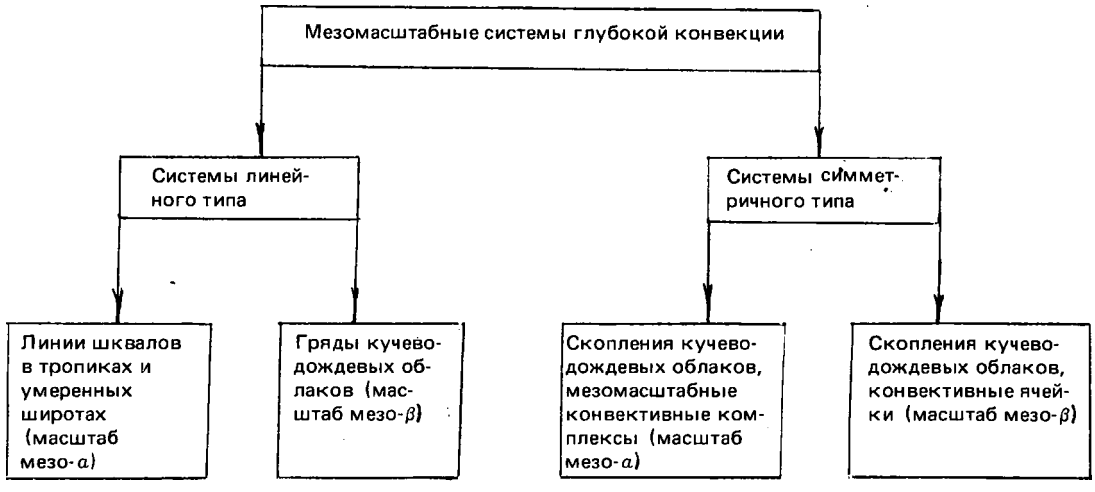
С развитием радиолокационных наблюдений был предложен ряд классификаций, базирующихся на характерных особенностях радиоэха, и выделены одноячейковые, многоячейковые и суперячейковые кучево-дождевые облака. Термин „ячейка" относится здесь к единичному кучево-дождевому облаку, и его не следует путать с понятием ячейки, употреблявшимся в разделе 2.1. Во избежание путаницы в терминологии мы постараемся в дальнейшем избегать использования этого термина применительно к единичному облаку.

Третий тип классификации основан на геометрии и горизонтальных размерах конвективных систем, наблюдаемых на снимках облачности со спутников. Новым элементом здесь было выделение 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, по-видимому, классификация, предложенная Мэддоксом (1980). В своем оригинальном виде она относится к конвективным системам масштаба мезо-α (> 200 км), однако большинство ее генетических и морфологических характеристик (кроме горизонтальных размеров) может быть отнесено и к конвективным системам масштаба мезо-β. В таком обобщен-

Таблица 2.2.1

Классификация мезомасштабных систем глубокой конвекции



ном виде мы и будем пользоваться этой классификацией при изложении материала в настоящем разделе (табл. 2.2.1).

Нетрудно заметить, что выделенные в таблице крупные классы представляют собой как с морфологической, так и с генетической точки зрения предельные случаи, между которыми могут существовать некоторые переходные формы организации конвективных течений.

Ниже будут описаны основные характеристики мезомасштабных конвективных систем, приведенных в табл. 2.2.1. Они базируются в основном на данных спутниковых, радиолокационных и частично обычных метеорологических наблюдений, хотя последние даже в случае плотной сети станций являются адекватными лишь для описания явлений масштаба мезо-α.

Мезомасштабные конвективные комплексы (МКК), скопления кучево-дождевых облаков

Первоначально для обозначения крупных (размером $>$ 200 км) массивов кучево-дождевой облачности квазикруговой формы как в тропиках, так и в умеренных широтах употреблялся термин „скопление кучево-дождевых облаков". Он был особенно распространен в работах, посвященных интерпретации снимков облачности со спутников. В более поздние годы, особенно применительно к территории США, для обозначения крупных скоплений кучево-дождевых облаков квазикруговой формы был введен термин „мезомасштабный конвективный комплекс". При дальнейшем изложении материала мы будем пользоваться в основном этим термином, хотя будет предполагаться, что оба термина эквивалентны. Иногда в публикациях для обозначения мезомасштабных конвективных комплексов (скоплений) используется термин „мезомасштабная конвективная система". В настоящих лекциях этот термин будет употребляться только в общем смысле для обозначения мезомасштабных структур всех типов, подобно тому, как это сделано в табл. 2.2.1.

К мезомасштабным конвективным комплексам в умеренных широтах Мэддокс (1980) относит облачные системы, инфракрасные изображения которых имеют следующие характеристики. Площадь более или менее непрерывного облачного покрова с температурой верхней границы ниже $-32\ ^{\circ}C$ составляет не менее 10^5 км^2; площадь внутреннего района с температурой верхней границы ниже $-52\ ^{\circ}C$ не менее $5\ 10^4$ км^2; указанные выше размеры сохраняются в течение 6 ч и более; в период максимального развития отношение малой оси облачной системы к большой не менее 0,7. К этой классификации по ИК-снимкам следует добавить, что ММК представляют собой комплекс кучево-дождевых облаков, дающих в период максимального развития большие значения радиоэха.

Мезомасштабные конвективные комплексы образуются как в тропиках, так и в умеренных широтах в летний период. В умеренных широтах они развиваются над сушей и наиболее часто отмечаются над территорией США и Канады, хотя встречаются достаточно часто и над другими континентами (Браунинг и Хилл, 1984; Бодолай-Якус и др. 1987; Чен, 1987). По данным Роджерса и Ховарда (1983), 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, катастрофичес-

кие порывы ветра и грозовую деятельность. Почти каждый пятый МКК над территорией США (Мэддокс, 1983) приводит к разрушениям и человеческим жертвам. Аналогичная статистика по другим районам земного шара отсутствует, однако несомненно, что МКК причиняют существенный экономический ущерб и в других странах.

Хотя активная часть жизненного цикла МКК составляет в среднем 16 ч, его влияние на условия погоды может ощущаться в течение 24–36 ч. Оно 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. 2.2.1. В нижней части этого снимка можно увидеть Черное море, а также долины рек 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 можно заметить шлейфы перистых облаков, распространяющихся от МКК. Этот МКК имел довольно длительный жизненный цикл. Первые ливни и грозы в нем были зарегистрированы в 12 ч СГВ (14 ч по местному времени). Максимальной интенсивности конвективная деятельность достигла в период от 15 до 18 ч СГВ. Затем интенсивность МКК стала ослабевать, однако отдельные грозы и ливни наблюдались в этом районе еще в 3 ч СГВ 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 СГВ 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 упорядоченные вертикальные движения в ней отсутствуют. Тем не менее определенный элемент организации в таких тропических системах присутствует (Эсбенсен и Десильва, 1987). Это приводит к тому, что МКК в тропиках могут существовать в течение одного-двух дней и в период своего жизненного цикла дают значительное количество ливневых и обложных осадков. Пример МКК в тропиках приведен на рис. 2.2.2. Серию из трех скоплений кучево-дождевых облаков на этом снимке можно увидеть в широтном поясе от 5 до 15° ю. ш. Наиболее крупному из них на долготе 78° в. д. соответствовала мезомасштабная депрессия у поверхности Земли. Имеются выбросы перистых облаков из МКК, которые очень характерны для конвективных систем в экваториальной зоне.

Более подробно сходства и отличия МКК в тропиках и умеренных широтах будут рассмотрены при обсуждении механизма их образования в п. 2.2.2.

Скопления кучево-дождевых облаков, конвективные ячейки масштаба мезо-β

Скопления кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β (20–200 км) имеют квазикруговую форму, сходны с МКК по морфологическим характеристикам, отличаются от последних в основном 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. Поскольку такие скопления по своей морфологии очень схожи с МКК, мы на них более подробно останавливаться не будем.

Весьма интересной и сравнительно недавно обнаруженной является ячейковая структура кучево-дождевых облаков (Старостин и др., 1983; Миннахметов и Старостин, 1986; Желнин и Старостин, 1987), которая в значительной мере напоминает ячейковые образования мелкой конвекции, обсуждавшиеся в разделе 2.1. Там же указывалось, что крупные открытые конвективные ячейки часто состоят из кучево-дождевых облаков и дают ливневые осадки.

Анализ радиолокационных измерений, про-

Рис. 2.2.1. Мезомасштабный конвективный комплекс над югом Украины. , Космос-1869", 29 июля 1987 г., 13 ч 50 мин СГВ.

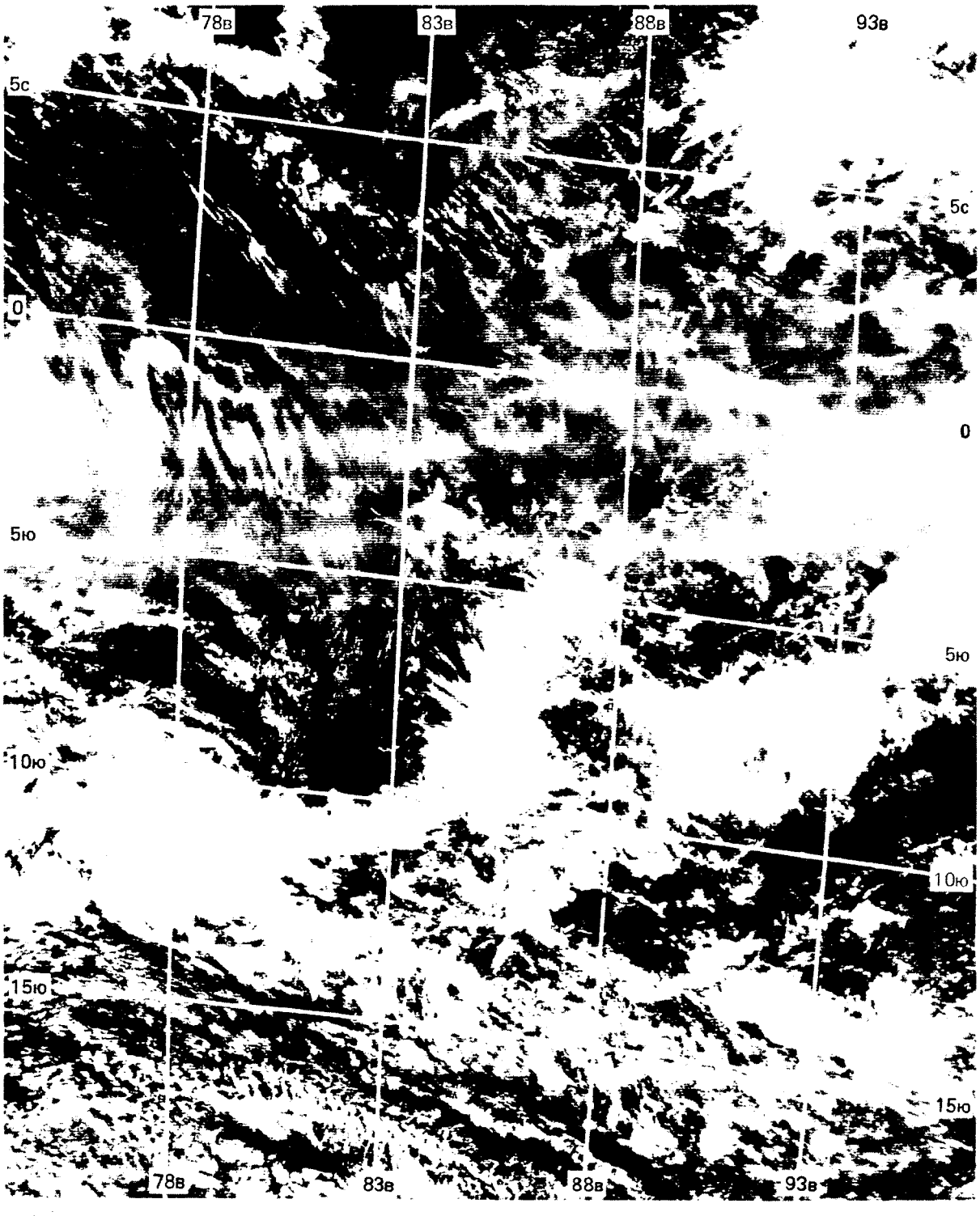


Рис. 2.2.2. Скопления кучево-дождевых облаков в экваториальной зоне Индийского океана. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 13 июля 1982 г., 5 ч СГВ.

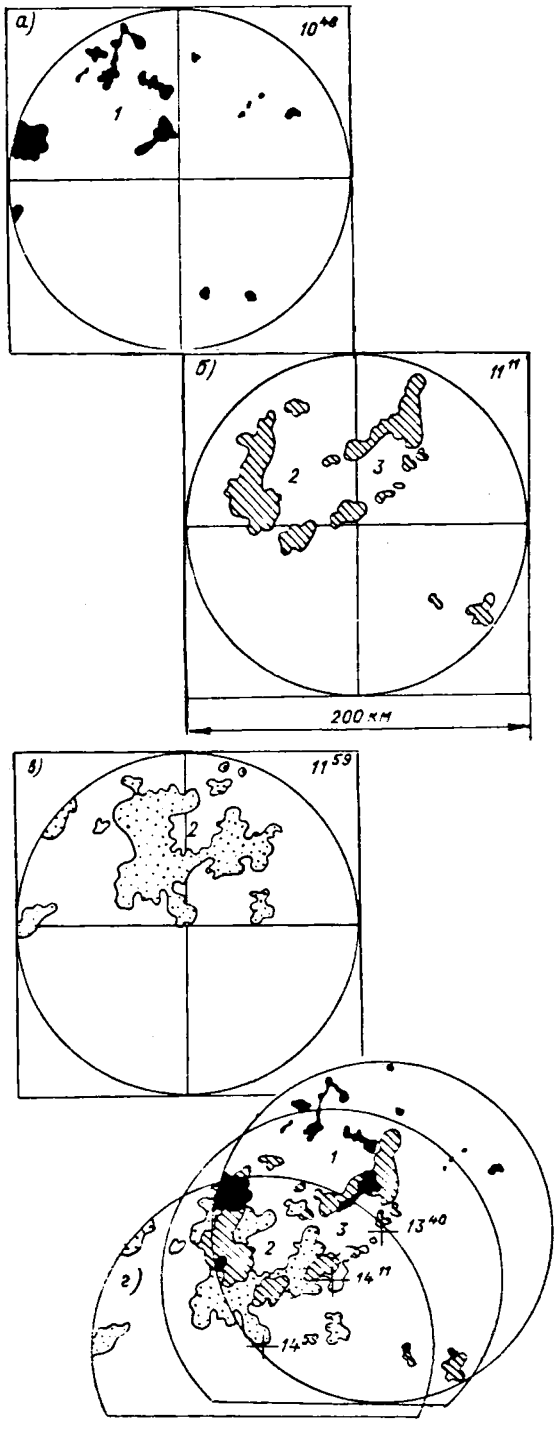


Рис. 2.2.3. Композиция радиоэха в подвижной системе координат, 28 июня 1982 г. Молдавия (СССР).
а—в области со значениями радиоэха более 15 дБ в различные моменты времени. Цифрами указаны центральные части открытых конвективных ячеек. Крестами указано положение центра индикатора кругового обзора в подвижной системе координат; *г* — композиция радиолокационной отражаемости, составленная в подвижной системе координат по данным, помещенным на рис. *а—в*.

веденный в цитировавшихся выше работах, показал, что при рассмотрении „мгновенных" радиолокационных измерений ячейковая структура кучево-дождевых облаков в большинстве случаев ускользает от наблюдателя вследствие того, что в пределах конвективной ячейки облака развиваются неодновременно. Простой просмотр последовательных радиолокационных изображений также не обнаруживает ячейковой мезомасштабной структуры кучево-дождевых облаков, поскольку при таком подходе неизбежно возникает „шум" из-за трансляции мезомасштабных систем. При рассмотрении же радиолокационных изображений в подвижной системе координат, смещающейся со средней скоростью воздушного потока в конвективном слое, было обнаружено, что достаточно часто кучево-дождевые облака образуют открытые конвективные ячейки. Характерный горизонтальный размер таких ячеек 30—40 км, а время жизни 2—3 ч. Пример временной композиции радиоэха в подвижной системе координата, заимствованной из работы Миннахметова и Старостина (1986), приведен на рис. 2.2.3. Изучение композиций, подобных представленной на рис. 2.2.3, показало, что 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 линии шквалов может достигать тысячи километров, а ширина составляет 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 они наблюдаются чаще всего 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, как это следует из их названия, бывают связаны сильные порывистые ветры, интенсивные осадки, грозы, град и другие опасные явления погоды. При прохождении линии шквала через станцию типичным является быстрое падение температуры, рост давления и резкий поворот ветра.

Морфологически линии шквалов в тропиках и умеренных широтах сходны друг с другом. Основное отличие 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, в то время как в умеренных широтах они имеют тенденцию двигаться со скоростью ветра на некотором уровне внутри облачного слоя.

Примеры линии шквалов в умеренных широтах и тропиках приведены на рис. 2.2.4 и 2.2.5 соответственно.

На рис. 2.2.4 хорошо видна география местности: Балтийское море в верхней части снимка, Адриатическое море и Апенинский полуостров в юго-западной части снимка и западная часть Черного моря в правом нижнем углу снимка. 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, состоящая из отдельных скоплений кучево-дождевых облаков размером 50–100 км.

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 направления. Как у поверхности Земли, так и на высотах в 12 ч СГВ сеть наземных станций и радиозондирований 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 был связан МКК, о котором говорилось выше. Вдоль облачной системы линии шквалов у поверхности Земли располагались очень 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 было не придать особого значения. В температурном отношении линия шквалов в 12 ч СГВ не была выражена: к востоку от нее у поверхности Земли преобладали температуры 21–22 °С, а к западу 19–20 °С. В районе к западу от точки *А* в 12 ч СГВ отмечаются грозы. К 15 ч СГВ кучево-дождевые облака, грозы и порывистые ветры регистрировались уже многими станциями, оказавшимися под воздействием линии шквалов и МКК к северо-западу от Черного моря.

Линия шквалов в экваториальной зоне Тихого океана, приведенная на рис. 2.2.5, хорошо видна по зоне кучево-дождевой и перистой облачности, протянувшейся вдоль экватора почти на 2000 км. 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 том, что скорость ветра здесь была достаточно большой.

Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β

Линейные формы глубокой конвекции могут иметь меньший горизонтальный размер, чем предфронтальные линии шквалов. Протяженность таких гряд может изменяться от 10 до 100 км, а ширина – от километра до 20–30 км. Так же как и линии шквалов, гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β состоят из серии индивидуальных облаков, развивающихся вдоль некоторой линии. Исследования с помощью доплеровских радиолокаторов, мезомасштабной наземной сети наблюдений и данных радиозондирования над востоком шт. Колорадо, США (Уилсон и Шрайбер, 1986) обнаружили следующие закономерности. Большинство кучево-дождевых облаков, образовавшихся в районе наблюдений, возникало вдоль линий конвергенции воздушных потоков в пограничном слое атмосферы. Длина линий конвергенции изменялась от 10 км до нескольких сот километров, а ширина от 0,5 до 5 км. Эти зоны конвергенции характеризуются повышенными значениями радиоотражаемости (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.

Рис. 2.2.4. Линия шквалов над Восточной Европой. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1869 22 июля 1987 г., 15 ч 30 мин СГВ.

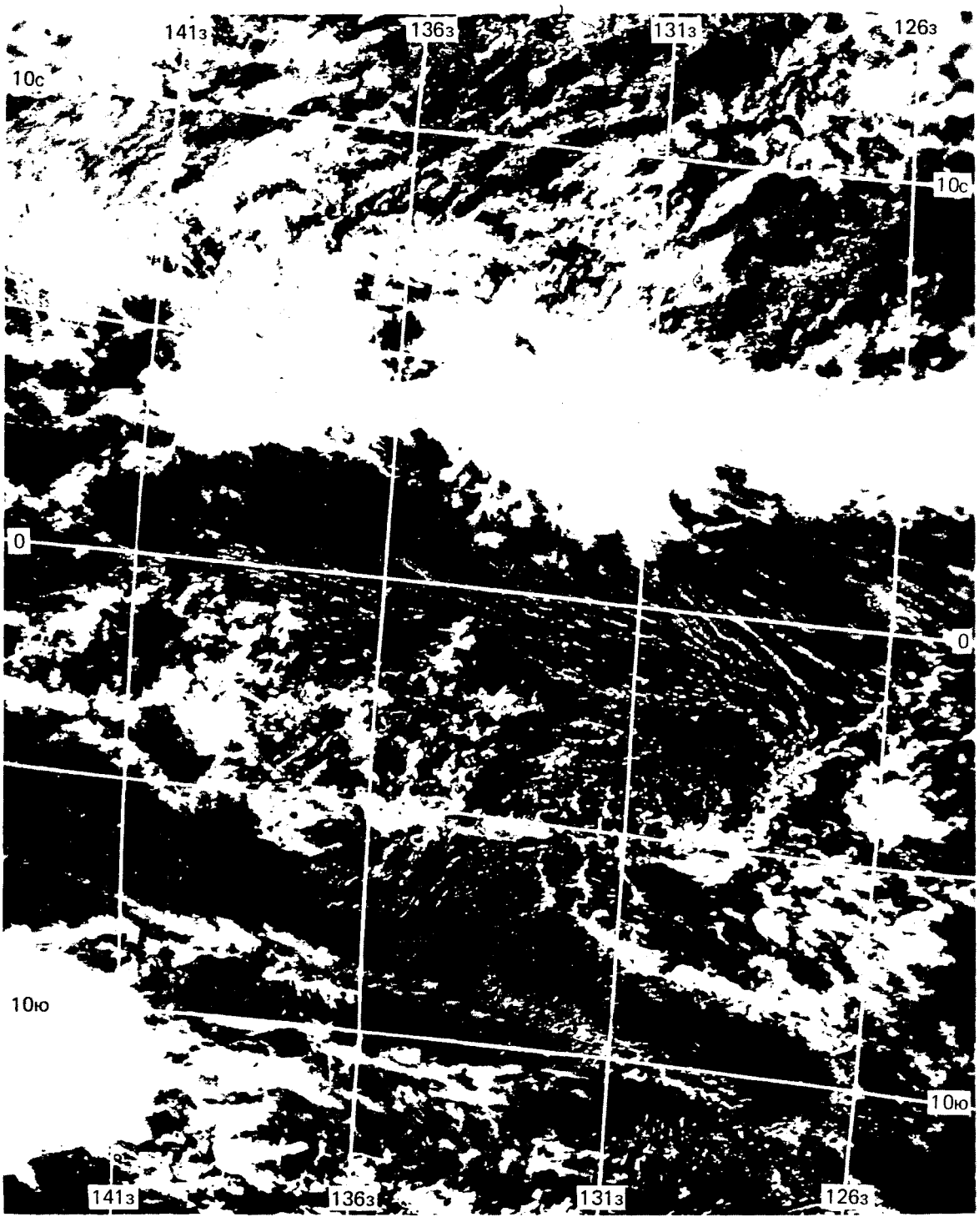


Рис. 2.2.5. Линия шквалов в экваториальной зоне Тихого океана. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2 , 20 апреля 1982 г., 0 ч 10 мин СГВ.

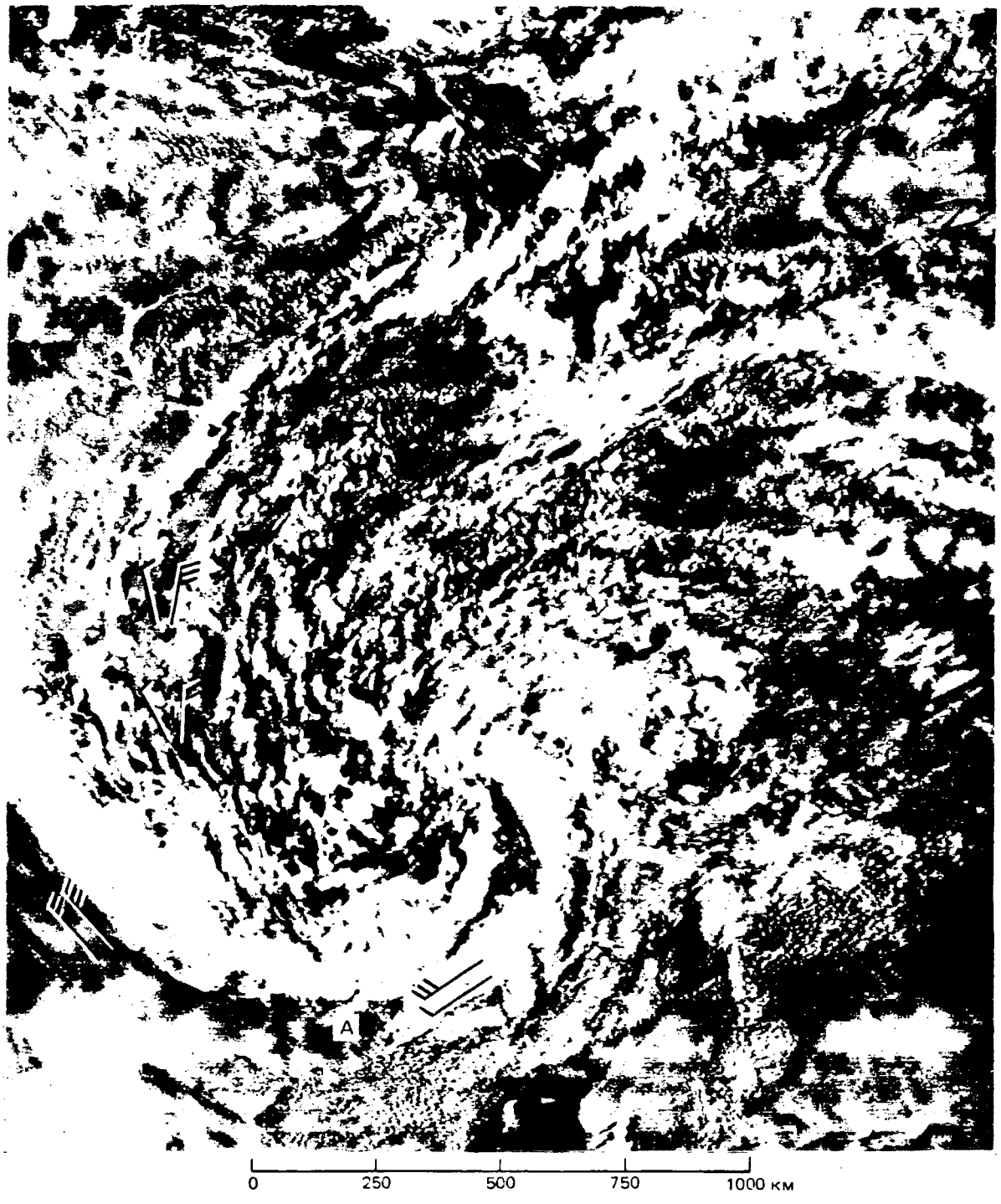


Рис. 2.2.6. Гряды кучево-дождевых облаков в тылу циклона. Снимок в видимом участке спектра, ,,Космос-1869", 23 июля 1987 г., 15 ч 40 мин СГВ.

Основной вывод, вытекающий из детальных радиолокационных измерений, выполненных в последнее время, состоит в том, что конвекция в атмосфере носит более упорядоченный характер, чем это предполагалось ранее, и даже так называемая „внутримассовая" конвекция имеет значительный элемент мезомасштабной организации. Пример гряд кучево-дождевой облачности этого типа приведен на рис. 2.2.6. Облачный вихрь к северу от Аральского моря, которое видно в нижней части снимка, связан с высотным отсеченным циклоном. На снимке следует обратить внимание на структуру конвективной облачности к северу от основных облачных спиралей, связанных с холодным фронтом, хотя последние тоже интересны и будут обсуждаться в разделе 3.1. Нетрудно заметить, что кучево-дождевые облака в тыловой части циклона имеют хорошо выраженную грядовую структуру, особенно на некотором удалении от центра облачного вихря. Здесь же нанесено несколько данных о ветре на уровне 500 гПа (сверху, справа) и у поверхности Земли (снизу, слева). Направление ветра существенно не меняется с высотой и гряды кучево-дождевых облаков ориентированы примерно по потоку в нижней половине тропосферы.

2.2.2. Механизмы образования мезомасштабных систем глубокой конвекции

При рассмотрении механизма образования различных мезомасштабных систем глубокой конвекции целесообразно произвести их дифференциацию по масштабам (мезо-α и мезо-β) и по форме (линейные и квазикруговые или полигональные структуры). Такое подразделение целесообразно в связи с тем, что на образование систем масштаба мезо-α большое влияние оказывает горизонтальная неоднородность состояния атмосферы, в то время как 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 из которых существует хорошо выраженный крупномасштабный воздушный поток, а во втором крупномасштабные системы движений имеют малую интенсивность.

Для теоретического рассмотрения особенно большую сложность представляют конвективные системы масштаба мезо-α, поскольку в них присутствует одновременно по крайней мере три масштаба движений: движения масштаба отдельного облака (мезо-γ), движения масштаба скопления кучево-дождевых облаков (мезо-β) и движения масштаба всей конвективной системы (мезо-α). Таким образом, масштабы движений внутри системы отличаются на два порядка. До настоящего времени конвективные системы этого типа являются наименее изученными, для объяснения механизма их образования предложены в основном концептуальные модели, базирующиеся на детальном анализе отдельных случаев и обобщении эмпирических данных Но и эти концептуальные модели не обладают необходимой полнотой, поскольку до сих пор не хватает информации для понимания механизма внутренней динамики мезомасштабных конвективных систем. Развитие в последнее время 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. Ниже будут изложены современные представления о механизме образования этих систем.

Мезомасштабные конвективные комплексы в умеренных широтах

Наиболее хорошо изученными являются мезомасштабные конвективные комплексы над территорией США (Мэддокс, 1980; Фритш и Мэддокс, 1981; Роджерс, Ховард, Джонстон, 1983; Мэддокс, 1983; Мэтьюз, 1984; Коттон и Маканелли, 1984). В своем изложении концептуальной модели МКК мы будем опираться в основном на эти работы, привлекая дополнительно другие материалы по эмпирическому и теоретическому изучению процессов глубокой конвекции (Клемп и др., 1981; Браунинг и Хилл, 1984; Чен, 1987).

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

Для зарождения МКК необходимо существование хотя бы слабовыраженных синоптических неоднородностей в поле воздушных течений, которые обеспечивают на стадии образования МКК конвергенцию воздушных потоков в нижнем слое атмосферы и приток большого количества влаги в этом слое. Такого рода неоднородностями могут быть мезомасштабные волны (пара ложбина—гребень) на стационарном фронте или неоднородности, сохранившиеся от ранее существовавших областей повышенной завихренности в нижней тропосфере. Другим важным компонентом зарождения МКК является наличие влажно-неустойчивого стратифицированного окружения.

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 низкоуровенное 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 втока воздуха в этот район в слое 750—400 гПа. У поверхности Земли в результате испарения выпадающих осадков образуется область нисходящих движений, отток воздуха из области МКК и образование очага повышенного давления. Интенсивная конвергенция теплого влажного воздуха в средней тропосфере усиливает конвекцию и образуется область мезомасштабных восходящих движений с максимумом на уровне примерно 700 гПа.

На стадии максимального развития МКК процессы вертикального конвективного обмена достигают наибольшего развития. В результате вблизи верхней границы проникающей конвекции в верхней тропосфере и нижней стратосфере образуется 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—5 раз), а их максимум смещается в более высокие слои (500—400 гПа).

На стадии затухания МКК облачный массив становится более диффузным, крупное скопление наиболее мощных облаков в центральной части МКК распадается на ряд более мелких массивов. В результате МКК лишается основных энергетических источников: потоков тепла и влаги в нижней и средней части тропосферы. На нижних уровнях (850 и 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.

Интегральный жизненный цикл 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 и 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 недостатка „топлива" МКК постепенно деградирует. На стадии разрушения МКК оказывается находящимся в зоне термической ложбины.

Следует отметить, что 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 и статической неустойчивости и постепенное смещение в ходе жизненного цикла из области термического гребня в область термической ложбины. Основные отличия состоят, по-видимому, в горизонтальном масштабе явлений и в том, что в случае МКК конвекция имеет больший удельный вес. Малость масштаба приводит к тому, что сила вращения Земли оказывает значительно меньшее влияние и не возникает интенсивной циклонической циркуляции, как в случае взрывного циклогенеза. По этой же причине МКК имеют сравнительно небольшой жизненный цикл.

Мезомасштабные конвективные комплексы занимают, по-видимому, 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, циклоническое вращение в

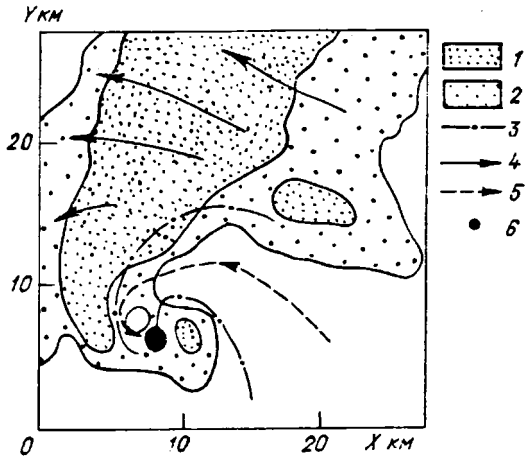


Рис. 2.2.7. Схема распределения радиоэха (РЭ) и воздушных течений в конвективном мезоциклоне (адаптация рисунка из работы Брандеса, 1981).
1) РЭ > 40 дБ, *2)* РЭ > 30 дБ, *3)* границы областей восходящих и нисходящих течений в мезоциклоне, *4)* направление горизонтальных движений на высоте 400 м в области восходящих потоков, *5)* то же в области нисходящих потоков, *6)* положение торнадо, образовавшегося в этом мезоциклоне.

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

Как уже отмечалось выше, число работ, посвященных теории МКК, в настоящее время невелико. Некоторое косвенное отношение к этому вопросу имеют выполненные в последние годы эксперименты по численному моделированию взрывного циклогенеза, в которых было показано, что параметрический учет конвекции позволяет гораздо более реалистично воспроизвести жизненный цикл интенсивного внетропического циклона в рамках использования гидростатических примитивных уравнений. Одновременно при численном моделировании ансамбля кучево-дождевых облаков на фоне более или менее реалистичного крупномасштабного потока с помощью негидростатической модели, в которой конвекция воспроизводится непосредственно, удается получить мезомасштабную структуру конвективных движений и формирование мезоциклона небольшой интенсивности, как это имеет место в случае МКК (см., например, Клемп и др., 1981).

Схема распределения радиоэха и воздушных течений, построенная на основании измерений с помощью двух доплеровских радиолокаторов в таком мезоциклоне, представлена на рис. 2.2.7. Нетрудно заметить, что в поле радиоэха на этом рисунке присутствует элемент спиралевидной структуры, а поле течений образует циклоническую циркуляцию.

В работе Чена (1987) был 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.

Резюмируя обсуждение механизма образования МКК в умеренных широтах, отметим, что для его реализации необходимо присутствие трех основных компонентов: 1) слабого первоначального возмущения синоптического масштаба (или масштаба мезо-α), 2) адвекции тепла и влаги и конвергенции их в область генерации МКК, 3) конвективной неустойчивости в нижней и средней тропосфере. Три этих компонента присутствуют одновременно далеко не всегда, поэтому многие перемещающиеся вдоль фронта мезомасштабные возмущения не инициируют МКК.

Мезомасштабные конвективные комплексы в тропиках, именуемые также скоплениями кучево-дождевых облаков, имеют много общего с МКК в умеренных широтах. В частности, весьма сходной является эволюция вертикальных профилей дивергенции и вертикальной скорости (Уильямс и Грэй, 1973; Фрэнк, 1978; Лири, 1979). Так же как и во внетропических МКК, довольно 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 (Хаузе, 1977; Браун, 1979).

Основное отличие в механизме образования МКК в тропиках от аналогичного механизма в умеренных широтах состоит в том, что в тропиках в значительно меньшей мере присутствует элемент мезомасштабной организации конвективных компонентов, гораздо меньше уровень упорядоченных мезомасштабных вертикальных движений, поэтому не создается компактного мезомасштабного облачного комплекса, как это имеет место в умеренных широтах.

Естественная причина более слабой организации МКК в тропиках состоит в меньшей бароклинности крупномасштабного потока и малости силы Кориолиса в низких широтах. Первый фактор, по-видимому, не играет столь существенной роли, поскольку в умеренных широтах МКК также образуются в „слабом" крупномасштабном окружении. Второе обстоятельство является более важным, поскольку малый эффект вращения Земли не создает благоприятных условий для формирования мезоциклонической циркуляции в средней тропосфере, которая способствует консолидации от-

дельных блоков МКК и интенсификации системы в целом.

Механизм образования скоплений кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β и их жизненный цикл в целом сходен с МКК. Основное отличие динамики этих скоплений от МКК состоит в том, что конвективный элемент в них является преобладающим и роль мезомасштабной конвергенции в средней тропосфере и упорядоченного мезомасштабного подъема воздуха играет несравненно меньшую роль, чем в случае МКК масштаба мезо-α. В результате удельный вес ливневых осадков в этих конвективных системах гораздо больше, чем в МКК. Естественно, что между скоплениями кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β и МКК не существует пространственных разграничений и в атмосфере достаточно часто образуются скопления кучево-дождевых облаков промежуточного масштаба с соответствующим промежуточным соотношением между упорядоченными и конвективными компонентами движений.

Ячейковые мезомасштабные системы кучево-дождевых облаков

Механизм образования этих мезомасштабных систем глубокой конвекции сходен с механизмом образования ячейковых систем мелкой конвекции. Основное (но не принципиальное) 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. Поскольку механизм образования полигональных ячеек обсуждался в разделе 2.1, мы не будем излагать его снова, но подчеркнем еще раз, что для развития конвекции в дневные и послеполуденные часы над континентами характерно условие $\partial\bar{\Theta}/\partial t > 0$, т. е. условие постепенного нагревания слоя атмосферы со временем.

Это типичное условие должно приводить к формированию квазиполигональных мезомасштабных конвективных ячеек открытого типа с нисходящими движениями в центре и восходящими движениями по периферии. Формирование таких структур возможно даже при наличии умеренных сдвигов ветра, поскольку эффект нестационарности фонового термического состояния сохраняет элемент полигональности, несмотря на „вытягивающее" воздействие вихревого компонента в крупномасштабном потоке. Полигональные ячейки предопределяют места преимущественного развития кучево-дождевых облаков при развитии конвекции в мощном слое. В соответствии с результатами аналитического и численного моделирования наиболее интенсивные мезомасштабные конвективные течения должны развиваться 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, которая будет рассматриваться более подробно в разделе 3.1. Забегая несколько вперед, 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 работе Кохa (1984). Среди возможных механизмов Кох 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, чем в зоне фронта, где присутствуют низкие слоистообразные облака. Механизм такого рода был предложен также в работе Сана и Огуры (1979). В этих работах возникновение поперечной термически прямой циркуляции объясняется по существу 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. В этой связи более естественным представляется механизм образования линий шквалов под действием естественной конвекции во всей толще атмосферы. В работах по численному моделированию движений во фронтальных зонах, вы-

полненных в последнее время 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, по-видимому, 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. Два этих обстоятельства приводят к тому, что поперечная мезомасштабная циркуляция приобретает очень 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.

Так же 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 прогрессивно возрастает вклад процессов реализации вертикальной неустойчивости. 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 жизненность линии шквалов существенно зависит и от термодинамического состояния воздуха, в направлении которого она перемещается. При смещении линии шквала в область более сухого воздуха она довольно быстро разрушается. Система мезомасштабной циркуляции в целом может оказаться, однако, достаточно устойчивой, и при смещении линии неустойчивости вместе с фронтальной системой циклона конвекция на ней может возобновиться на следующий день, если термодинамическое состояние окружения является благоприятным.

Линии шквалов в тропиках развиваются в существенно отличном от умеренных широт крупномасштабном окружении, для которого характерна меньшая бароклинность. Однако и здесь линии шквалов возникают в результате модуляции конвекции восточными волнами. Они образуются, как правило, 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 значительно 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 состоит в том, что перемещение линии шквалов происходит здесь 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, однако, динамически пассивными образованиями. В средней тропосфере в них происходит вток воздушных масс, а выше этих уровней имеет место мезомасштабный подъем воздуха (Гамаче и Хаузе, 1982), поддерживающий существование слоистообразных облаков. Более подробно с характеристиками линий шквалов в тропиках можно познакомиться в статьях Брауна, 1979; Ципсера, 1977; Хаузе, 1977; Фрэнка, 1978; Лири, 1979 и книге Фалькович, 1979.

Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β

Линейные структуры кучево-дождевой облачности могут быть связаны не только с предфронтальными зонами повышенной бароклинности, но и с механизмом свободной конвекции в однородном по горизонтали потоке или

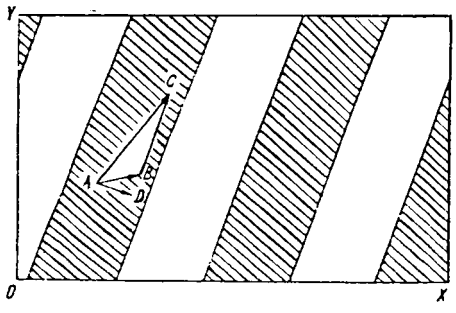


Рис. 2.2.8. Схема расположения гряд конвективной облачности в воздушном потоке, изменяющем направление с высотой.

Участки восходящих движений заштрихованы. АВ — вектор ветра на нижней границе конвективного слоя, АС — вектор ветра на верхней границе конвективного слоя, ВС — вектор сдвига ветра, параллельно которому ориентируются гряды конвективных облаков, AD — вектор смещения гряд облачности.

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 в разделе 2.1, поэтому мы не будем излагать его снова, а остановимся лишь на отдельных особенностях, присущих грядам кучево-дождевых облаков, которые могут появиться в связи с тем, что конвекция развивается в довольно мощном слое. В разделе 2.1 указывалось, что 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 конвективном слое. Гряды кучево-дождевых облаков ориентируются в этом случае вдоль направления сдвига ветра так, как это указано на рис. 2.2.8. 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 на рис. 2.2.8).

Второй механизм образования гряд кучево-дождевой облачности состоит в усилении зон конвергенции динамического происхождения (Уилсон и Розли, 1985; Уилсон и Шрайбер, 1986). Такие зоны конвергенции в пограничном слое атмосферы генерируются обычно предшествующими системами циркуляции. Наиболее широко 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 и начинается бурное развитие мезомасштабной конвективной системы с квазилинейной геометрией.

Часто интенсивность образующихся уединенных зон конвергенции бывает недостаточной для возникновения на них мощной конвекции. Такие зоны достаточно четко прослеживаются, однако, 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.

2.2.3. Анализ и прогноз мезомасштабных систем глубокой конвекции

При обсуждении анализа и прогноза мезомасштабных конвективных систем мы не будем рассматривать вопросы расчета индексов неустойчивости и других термодинамических построений, поскольку они излагаются подробно в учебных пособиях и наставлениях по прогнозированию погоды. Основное внимание в настоящем параграфе будет уделено вопросам обнаружения и сверхкраткосрочного прогнозирования мезомасштабных конвективных систем с использованием современных средств наблюдений, дающих информацию об их структуре и эволюции.

Основными средствами обнаружения мезомасштабных конвективных систем являются наблюдения за облачным покровом со спутников и радиолокационные наблюдения, поскольку только они обладают достаточным пространственно-временным разрешением для точной локализации этих систем в пространстве и времени. Среди существующих спутниковых наблюдений наиболее приемлемы для этой цели снимки с геостационарных спутников, поскольку они поступают каждые 30 мин и дают наилучшее представление об эволюции конвективных систем.Снимки с полярноорбитальных спутников, имеющие высокое пространственное разрешение, могут служить дополнительным средством для более детального анализа полей облачности в опорные моменты времени.

Данные обычных наблюдений в свободной атмосфере (радиозондирования) даже в районах наиболее плотной сети станций не обеспечивают необходимого пространственно-временного разрешения, поэтому построенные на их основе анализы и прогнозы могут иметь лишь вспомогательный характер. Определенную помощь в анализе мезомасштабных конвективных систем могут оказать изображения поля влажности, полученные с геостационарных спутников. Они характеризуют степень увлажнения верхней и средней тропосферы, а также данные дистанционных измерений интегрального влагосодержания атмосферы со спутников, поскольку совместно с данными радиозондирования достаточно хорошо характеризуют потенциал влаги в атмосфере, важный для развития конвекции. Последний тип информации может быть доступен лишь при наличии системы обработки данных дистанционного зондирования и усвоения их в схемах мезомасштабного объективного анализа на сетках с характерными горизонтальными размерами примерно 50 км.

Для анализа конвективных систем масштаба мезо-α (МКК, линий шквалов) существенную помощь может оказать сеть наземных метеорологических наблюдений, поскольку густота наземной сети часто составляет приблизительно 50 км, а наблюдения проводятся ежечасно.

Технология анализа и прогноза мезомасштабных конвективных систем существенно зависит от имеющегося в распоряжении прогнозиста диагностического и прогностического материала и форм его представления. Поскольку эта технология весьма различна в разных прогностических центрах, мы рассмотрим здесь лишь основные принципы мезомасштабного анализа и прогноза конвективных систем при условии, что в распоряжении синоптика имеются крупномасштабные анализы и прогнозы, поступающие из крупного метеорологического центра, более детальные анализы по крайней мере у поверхности Земли над ограниченным районам, а также изображения облачного покрова в видимом и инфракрасном участках спектра и радиолокационные наблюдения.

При анализе мезомасштабных конвективных систем на первом этапе следует рассмотреть крупномасштабные анализы и прогнозы, эволюцию крупномасштабных облачных систем и радиоэха за последние 6—12 ч и идентифицировать возможную „проблему дня": приближение подвижной фронтальной зоны, попадание в зону стационарного фронтального раздела и т. д. Иными словами, определить возможность появления спиноптической ситуации, в которой следует ожидать развития интенсивной конвекции. Если такая „подозрительная" на конвекцию ситуация имеется, целесообразно произвести более детальный мезомасштабный анализ последней фактической информации: спутниковых, радиолокационных и обычных данных. При таком рассмотрении особое внимание следует уделить взаимосвязи скоплений облачности с мезомасштабными гребнями, ложбинами (депрессиями) или слабыми зонами конвергенции. Здесь следует отметить, что непрерывные в пространстве данные об облачности и радиоэхе позволяют при анализе дискретных синоптических наблюдений обратить внимание на некоторые 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 „подозрительные" на конвекцию объекты.

Процедура сверхкраткосрочного прогноза идентифицированных мезомасштабных возмущений состоит по существу из анализа эволюции и перемещения системы на предыдущем отрезке времени (порядка 1—2 ч) и экстраполяции ее на последующие 1—2 ч. Во многих прогностических центрах такие процедуры формальной экстраполяции автоматизированы, и прогнозист получает на экране дисплея ожидаемое положение облачного массива (зоны осадков), на основе которого формулирует сверхкраткосрочный прогноз погоды.

Для „ручного" прогнозирования МКК можно рекомендовать следующие эмпирические правила.

После образования МКК 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 ИК-изображений следует помнить, что осадки у Земли начинаются при температуре верхней границы облаков примерно $-32\,^{\circ}$С. При обнаружении тенденции в понижении температуры верхней границы облаков, опускании ее ниже $-32\,^{\circ}$С и одновременном увеличении радиоэха 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 следует ожидать ослабления осадков. При прогнозировании осадков следует также иметь в виду, что их максимальная интенсивность достигается на ранней стадии быстрого увеличения МКК по размеру, после чего начинается устойчивый спад их интенсивности и они приобретают более обложной характер.

Помимо чисто экстраполяционных процедур можно рекомендовать ряд эмпирических правил, которые отражают элементы нелинейного поведения системы в определенных ситуациях.

Так, например, на стадии развития мезомасштабных конвективных комплексов (МКК) сближение друг с другом очагов интенсивного радиоэха свидетельствует о том, что в дальнейшем следует ожидать усиления активности МКК. Напротив, разделение крупного массива с интенсивным радиоэхом на ряд более мелких элементов и их дрейф друг от друга свидетельствует 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 (Дориан и др., 1987). В тропиках таким признаком служит появление вытянутой зоны с повышенным развитием конвективных облаков в передней части восточной волны.

На стадии развитого МКК или линии шквалов особое прогностическое значение приобретает прослеживание фронта порывистости поскольку на нем можно ожидать нового развития 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, по-видимому, лишь при наличии наблюдений за структурой ветра с помощью доплеровских радиолокаторов, обеспечивающих идентификацию зон конвергенции шириной более нескольких сот метров и прослеживание их перемещения. Основное преимущество доплеровских измерений состоит в том, что зоны конвергенции в поле ветра можно обнаружить несколько раньше, чем в поле облачности, а это увеличивает заблаговременность прогнозирования. На более поздней стадии развития зон конвергенции могут быть полезны спутниковые снимки высокого разрешения и радиолокационные данные, так как с их помощью можно выделить зоны преимущественного развития конвективных облаков.

Имеющийся пока еще незначительный опыт сверхкраткосрочного прогнозирования конвективных облаков в зонах конвергенции масштаба мезо-β позволяет сформулировать следующие прогностические признаки.

Наиболее вероятное усиление конвекции и быстрый рост кучево-дождевых облаков следует ожидать при столкновении двух зон конвергенции. В этом случае усиление конвекции происходит в 71 % случаев (Уилсон и Шрайбер, 1986), причем радиоэхо достигает 30 дБ уже через 24 мин после столкновения зон конвергенции. Таким образом, 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. Поэтому по имеющимся данным радиозондирований 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 развиться 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 по периферии открытой конвективной ячейки, а наиболее интенсивная конвекция развивается в вершинах полигональных мезомасштабных структур.

Глава 3

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ЦИРКУЛЯЦИЯХ

В течение более полувека в синоптическом анализе доминирует концептуальная модель волнового циклогенеза и фронтогенеза, включающая в себя понятия теплого, холодного фронтов и фронта окклюзии. Эта модель, предложенная норвежскими учеными в начале 20-х годов нынешнего столетия и базировавшаяся в основном на довольно редкой сети наземных наблюдений, не претерпела существенных изменений и после организации сети измерений в свободной атмосфере и наблюдений за облачным покровом со спутников. Новые средства наблюдений в целом подтверждали правильность представления фронтальной моделью крупномасштабной структуры атмосферных возмущений синоптического масштаба в умеренных и высоких широтах. Основные положения качественной модели норвежской школы были подтверждены также 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.

Учитывая мезомасштабную направленность настоящих лекций, мы остановимся лишь на втором из указанных выше аспектов циклонических циркуляций. Здесь можно выделить два основных класса мезомасштабных движений, которые ускользали ранее из поля зрения метеорологов в связи с отсутствием адекватной системы наблюдений: (1) вторичные течения на атмосферных фронтах (или во фронтальных зонах) синоптического масштаба и (2) 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 существенно повысить качество краткосрочного прогнозирования погоды.

В этой главе будут последовательно рассмотрены 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

В соответствии с классическими представлениями, вырабатывавшимися в течение десятилетий, движения вдоль фронтальной поверхности раздела представлялись в виде упорядоченного крупномасштабного восхождения, которое порождает однородную облачность и осадки вдоль фронтального раздела. В связи с наблюдавшимися отличиями в строении облачности и осадков на холодных фронтах были введены 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 у поверхности Земли и способствует образованию узкой и мощной по вертикали облачной системы вблизи наземного положения фронта.

Эта и другие предложенные модификации основной модели фронта не предполагали, однако, возможности существования вторичных движений на фоне общего восхождения теплого воздуха вдоль фронтального раздела.

Мезомасштабная структура облачности и осадков на фронтах начала изучаться более интенсивно с 60-х годов, когда расширилась сеть радиолокационных наблюдений, появились снимки облачного покрова со спутников, а также наземные полигоны с плотной сетью наблюдений за осадками. Параллельно и прогрессивно увеличивался объем теоретических работ, направленных на изучение механизма образования системы мезомасштабных движений на фронтах. В последние годы в связи с совершенствованием средств автоматической обработки спутниковых и радиолокационных измерений, а также средств представления всех видов информации техника мезомасштабного анализа и краткосрочного прогноза осадков в зоне атмосферных фронтов стала внедряться в оперативную практику.

В этом разделе мы рассмотрим последовательно накопленные к настоящему времени фактические данные о строении мезомасштабных зон осадков на атмосферных фронтах, современные представления о механизме их образования и подходы к анализу и сверхкраткосрочному прогнозу мезомасштабных полос осадков на основе радиолокационных, спутниковых и обычных данных.

3.1.1. Общие характеристики мезомасштабной структуры фронтальных систем по данным наблюдений

Фактические данные о мезомасштабном строении фронтальных систем были получены на основании совместного анализа результатов радиолокационных измерений и учащенных измерений в свободной атмосфере и у поверхнос-

ти Земли. Для измерения в свободной атмосфере помимо данных радиозондирований в ряде полевых экспериментов использовались самолеты-лаборатории.

На основании анализа сетевых радиолокационных измерений было 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 интенсивные, а между ними располагаются зоны шириной 60—120 км, в которых интенсивность осадков незначительная. Морфологические характеристики этих полос весьма различны и будут рассмотрены ниже. Здесь мы отметим только, что полосная структура характерна для осадков. Так, например, по данным Нозуми и Аракавы (1968), мезомасштабные полосы осадков наблюдаются в 82 % циклонов, проходящих через район Японии. Сходные данные для района Британских островов приводятся в работе Браунинга (1974). Хотя аналогичной статистики по длительным рядам наблюдений для других районов земного шара неизвестно, анализы многочисленных ситуаций циклогенеза и фронтогенеза в разных странах свидетельствуют о том, что мезомасштабная структура фронтов наблюдается практически во всем поясе умеренных и высоких широт.

Характеристики мезомасштабных полос осадков в отдельных фронтах, а также обобщенные сведения, базирующиеся на изучении нескольких или нескольких десятков фронтов, можно найти в статьях Ромова (1965), Крайцберга и Брауна (1970), Ефремова и Мельничука (1976), Хаузе и др. (1976), Хоббса (1978), Хеймсфилда (1979), Хоббса и Бисваса (1979), Хоббса и др. (1980), Ляхова и Шакиной (1980), Херцега и Хоббса (1981), Хоббса и др. (1980), Хаузе и Хоббса (1982), Матковского и Шакиной (1982), Постнова (1983), Шакиной и др. (1984), а также книге Шакиной (1985). Более полную библиографию можно найти в перечисленных выше работах.

При изложении текста настоящего параграфа мы будем придерживаться в основном классификации, предложенной Хоббсом (1978) на материале изучения 50 циклонов у северо-западного побережья США. В общем она согласуется с результатами наблюдений в других географических районах и естественным образом относит мезомасштабные структуры к образованиям синоптического масштаба, принятым в синоптической практике. Характеристики мезомасштабных полос в этой классификации будут дополнены результатами наблюдений других авторов из упомянутых выше и других работ.

В соответствии с предложенной Хоббсом классификацией выделяются следующие основные типы мезомасштабных полос осадков в подвижных циклонах:

1) полосы теплого фронта,
2) полосы теплого сектора,
3) полосы холодного фронта,
4) предфронтальные полосы на фронте окклюзии,
5) полосы за холодным фронтом.

Эти типы целесообразно, по-видимому, дополнить полосами в зоне квазистационарных фронтов большой протяженности (тип 6), так как им тоже свойственна полосовая структура осадков (см., например, Акияма, 1987). Схема расположения мезомасштабных полос осадков в пределах подвижного циклона, заимствованная из работы Хоббса (1978), приведена на рис. 3.1.1.

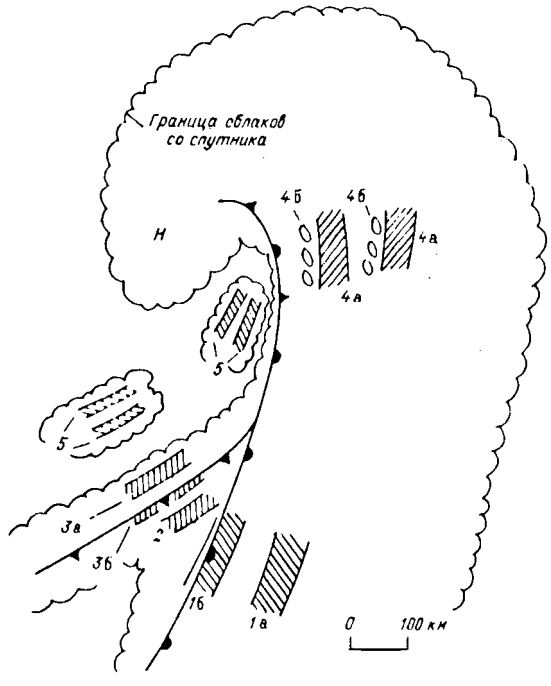


Рис. 3.1.1. Схематическое расположение мезомасштабных полос осадков в системе внетропического циклона (адаптация классификации, предложенной Хоббсом, 1978).

Цифрами обозначены типы мезомасштабных полос осадков в соответствии с их классификацией в тексте.

Полосы осадков теплого фронта

Полосы осадков на теплом фронте имеют, как правило, ширину около 50 км, расстояние между соседними полосами составляет около 100 км. Эти полосы осадков располагаются перед линией теплого фронта у поверхности Земли. Обычно в зоне теплого фронта наблюдается 1—3 полосы осадков, ориентированных параллельно линии приземного фронта. Характерное время жизни полос осадков составляет около 8 ч. Полосы перемещаются со скоростью всей системы теплого фронта, не совпадающей со скоростью ветра в слое их генерации. Внутренняя структура полос неоднородная, в ней содержатся конвективные неоднородности, дающие наиболее интенсивные осадки. В районах генерации конвективных образований скорость восходящих течений достигает 1 м/с. В пространствах между мезомасштабными полосами осадков не выпадает вообще или имеются осадки малой интенсивности.

ются 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 (Хеймсфилд, 1979), приведена на рис. 3.1.2. При рассмотрении этого рисунка следует обратить внимание на то, что зоны осадков смещены вперед (по направлению движения фронта) по отношению к зоне максимальных восходящих течений.

Мезомасштабные неоднородности в поле слоистообразной облачности, образующиеся вдоль теплого фронта, развиваются в слоях повышенного влагосодержания различной мощности в связи с общим наклоном фронтальной поверхности. По этой же причине области генерации осадков поднимаются на большую высоту по мере удаления от приземной линии фронта. В этой связи в некоторых случаях осадки, образующиеся в первой (наиболее удаленной от приземной линии фронта) полосе, могут не

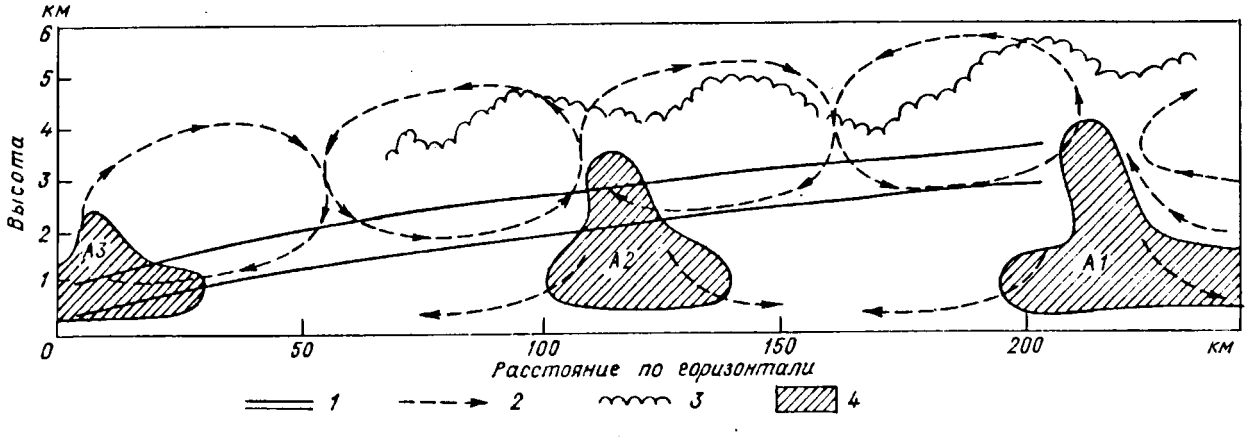


Рис. 3.1.2. Схема расположения мезомасштабных полос осадков на теплом фронте, заимствованная из работы Хеймсфилда (1979).

1 — положение фронтального раздела, *2* — мезомасштабная циркуляция в вертикальной плоскости вдоль фронтального раздела, *3* — верхняя граница радиоэха, *4* — зоны осадков.

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 теплого фронта (выше фронтального раздела) серии замкнутых циркуляций валикового типа. В восходящих ветвях этих валиковых систем формируется наиболее мощная облачность, дающая более интенсивные осадки. Ниже фронтального раздела в зоне выпадения осадков образуют достигать поверхности Земли, испаряясь в подфронтальном слое сухого воздуха большой мощности.

Мезомасштабные полосы осадков располагаются обычно перед теплым фронтом у поверхности Земли (полоса 1*а* на рис. 3.1.1.), однако в отдельных случаях полосы интенсивных осадков могут образовываться в непосредственной близости от линии фронта у поверхности Земли (полоса 1б на рис. 3.1.1.). Они отмечаются при образовании резкой зоны конвергенции приземных пото-

ков воздуха в зоне фронта, которая обусловливает интенсивные восходящие течения непосредственно перед теплым фронтом у поверхности Земли.

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 весьма 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 и подробно рассмотренными в разделе 2.2. Даже менее интенсивные полосы в теплом секторе имеют многие черты, сходные с линиями шквалов. Наиболее 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 в 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 в разделе 2.2. 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 приблизительно 50 км, образующиеся на поверхности фронтального раздела за линией фронта у поверхности Земли (тип 3а на рис. 3.1.1); полосы шириной около 5 км, которые совпадают с положением фронта у поверхности Земли (тип 3б на рис. 3.1.1). Схема распределения полос осадков в зоне холодного фронта, заимствованная из работы Хоббса (1978), приведена на рис. 3.1.3.

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 (см. рис. 3.1.3). При рассмотрении этого рисунка следует обратить внимание на то, что в районе образования

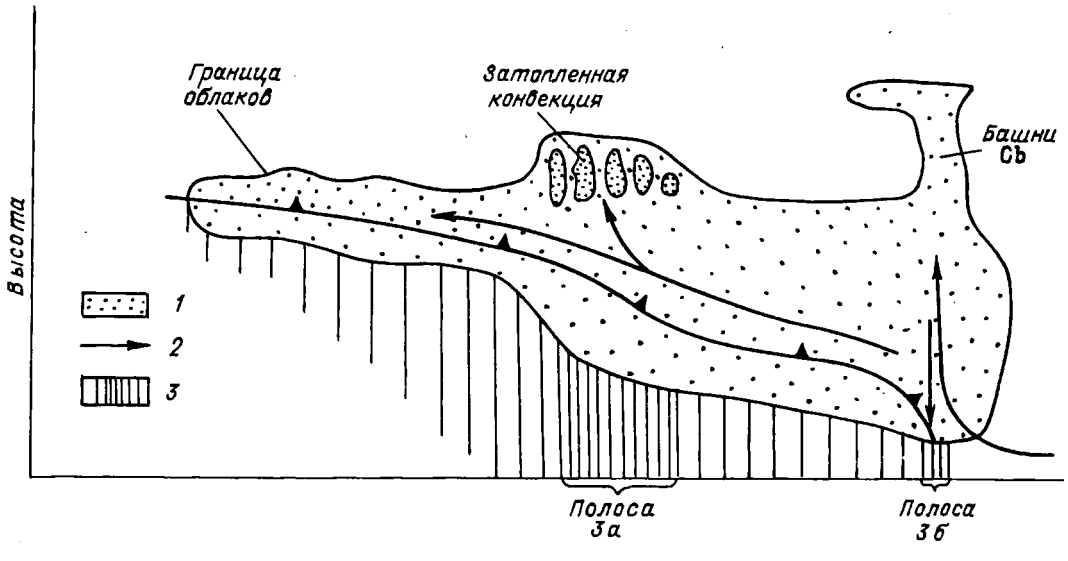


Рис. 3.1.3. Схема расположения мезомасштабных полос осадков на холодном фронте (адаптация рисунка из работы Хоббса, (1978).

1 — облачный массив в зоне холодного фронта затенен, *2* — направление течений в вертикальной плоскости, *3* — осадки и мезомасштабные полосы осадков (номера полос соответствуют указанным на рис. 3.1.1 и в тексте).

более мощной облачности наклон фронтальной поверхности увеличивается, а в промежутках между мезомасштабными полосами осадков поверхность фронтального раздела становится более пологой.

Узкая полоса осадков непосредственно примыкает к линии фронта у поверхности Земли. Характерным для нее является присутствие сильного мезомасштабного восхождения, скорость которого достигает 1 м/с. Сразу же за зоной восходящих течений следует узкая область нисходящих движений (см. рис. 3.1.3) Узкая полоса осадков перемещается вместе с холодным фронтом у поверхности Земли. Для нее характерны непродолжительные, но очень интенсивные ливневые осадки. По данным Хоббса и Бисваса (1979), такая полоса состоит обычно 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. 3.1.4, заимствованном

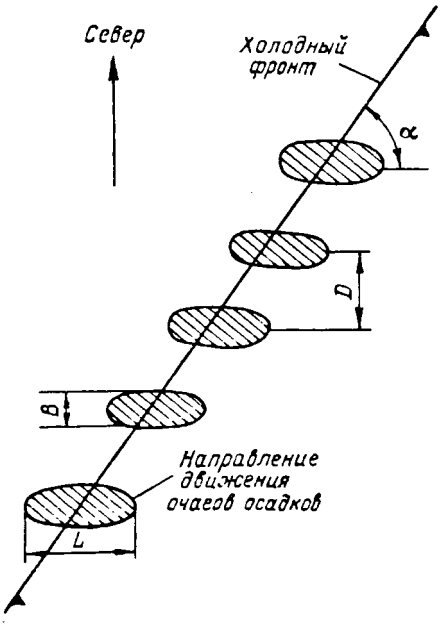


Рис. 3.1.4. Схематическое расположение скоплений кучево-дождевых облаков на холодном фронте, по Хоббсу и Бисвасу, 1979. α — угол между линией фронта и большой осью скоплений кучево-дождевых облаков. Остальные обозначения на рисунке поясняются в тексте.

из цитировавшейся выше работы. Каждый такой массив занимает площадь 50—100 км^2 и содержит несколько активных кучево-дождевых облаков. Ширина скопления B составляет около 5 км, а длина L — около 20 км. Расстояние между соседними скоплениями D ≈ 5 км. Подобного рода 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 в большинстве случаев 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, по крайней мере, в течение нескольких часов. Приведенные выше характеристики узких полос осадков относятся к ситуациям, когда конвекция является не очень глубокой (область осадков, дающих радиоэхо, не поднимается, как правило, выше 3 км).

Предфронтальные полосы осадков на фронте окклюзии

В облачной системе, связанной с фронтом окклюзии, выделяется два типа полос осадков: широкая полоса осадков, образующаяся из массива мощной облачности, формирующейся в теплом воздухе перед фронтом окклюзии у поверхности Земли (тип 4а на рис. 3.1.1); мелкие, резко очерченные полосы осадков в районе относительно холодного воздуха на высотах, следующего за широкой полосой осадков (тип 4б на рис. 3.1.1).

Широкие полосы осадков являются очень распространенными в системе окклюзий. Они имеют ширину 50—70 км, длину несколько сотен километров и располагаются обычно в языках теплого и влажного воздуха над фронтальной поверхностью. Структура этих полос неоднородна. В них выделяются скопления конвективной облачности размером до 50 км. Скорость восходящих движений в этих скоплениях достигает 1,2—1,5 м/с, а радиоэха — 30 дБ. Полосы осадков вытянуты параллельно сдвигу ветра в облачном слое, где происходит их генерация. Полосы осадков могут существовать более 12 ч, а крупные скопления облаков, из которых они состоят, прослеживаются часто в течение 6—8 ч. Конвекция локализована над устойчиво стратифицированной зоной фронтального раздела, в которой образуются слоистообразные облака. Приземные поля температуры и ветра отделены устойчивым фронтальным слоем от мезомасштабных циркуля-

ций, 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 не только по радиолокационным наблюдениям, но и по снимкам облачности со спутников. Ширина этих полос составляет 5—10 км, они соответствуют районам умеренной конвекции.

Полосы осадков за холодным фронтом

Эти полосы осадков являются результатом образования гряд кучево-дождевых облаков в массе холодного воздуха, следующей за холодным фронтом. Так как конвекция развивается здесь преимущественно в нижней половине тропосферы на фоне крупномасштабных нисходящих движений, то облака верхнего яруса как правило, отсутствуют и мезомасштабная грядовая структура облаков легко обнаруживается не только с помощью радиолокаторов, но и на снимках облачности со спутников. Из этих облачных гряд часто 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 зависит от состояния подстилающей поверхности. 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. Такого рода мезомасштабная организация воздушных течений часто наблюдается на фронте Байу в Восточной Азии (Сан, 1984; Акияма, 1987), а также в системе стационарных фронтов над другими континентами. 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 дрейфовать 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. Отличительная их особенность состоит в большой протяженности, что связано с протяженной структурой квазистационарных фронтов.

Резюмируя 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 внутренней структуре почти всегда присутствует элемент конвекции, порождающий неоднородность осадков в пределах мезомасштабной полосы. Эти особенности мезомасштабных систем осадков весьма важны для понимания механизма их образования, который будет обсуждаться в следующем параграфе.

3.1.2. Механизм образования мезомасштабных полос осадков

Теоретически мезомасштабные полосы осадков могут быть следствием реализации различных типов неустойчивости в атмосфере: неустойчивости 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). Естественно, что полосы могут возникнуть и в результате суперпозиции различных типов неустойчивости.

Практически все перечисленные выше ме-

ханизмы гидродинамической неустойчивости предлагались различными авторами для объяснения механизма образования мезомасштабных полос осадков. Представляется, однако (и к этому приходит большинство исследователей), что наиболее обоснованным кандидатом для объяснения механизма образования мезомасштабных полос в зоне фронтов является неустойчивость типа естественной конвекции, частным случаем которой является бароклинная неустойчивость, если движения рассматриваются в приближении невязкой (идеальной) жидкости. В пользу конвективного механизма образования мезомасштабных фронтальных полос свидетельствует прежде всего рекуррентная система течений, которая, правда, документирована к настоящему времени лишь отдельными случаями прямых детальных измерений трехмерной структуры воздушных течений во фронтальных зонах. Вторым 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 прямо свидетельствует о том, что конвекция играет здесь ведущую роль.

Учитывая эти обстоятельства, механизм образования мезомасштабных структур в зоне атмосферных фронтов будет рассмотрен с позиций естественной конвекции (бароклинной неустойчивости).

Для лучшего понимания проблемы целесообразно вкратце рассмотреть иерархию движений от планетарного до мезомасштаба с единых позиций естественной конвекции, тем более что часть понятий в теоретических работах по механизму образования мезомасштабных полосных структур заимствована из исследований по устойчивости течений в планетарном масштабе.

Для Земли типична ситуация, когда атмосфера в экваториальной зоне имеет более высокую температуру, чем в полярных областях. Хотя и имеются определенные неоднородности в подстилающей поверхности Земли, являющейся основным источником энергии для атмосферы, но в целом отсутствуют такие крупные неоднородности планетарного масштаба, которые смогли бы создать резкие термические различия в значительной толще атмосферы. Иными словами, подстилающая поверхность как таковая не генерирует планетарных фронтальных зон, охватывающих всю толщу тропосферы и нижней стратосферы. Однако в условиях систематически 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 более поддерживать систему в прежнем состоянии, что приводит к возникновению естественной конвекции в широком понимании этого слова, т.е. к перемещению воздуха порциями. Основная задача конвекции состоит в том, чтобы выровнять горизонтальный градиент плотности интегрально (в случае планетарного масштаба в среднем по всем долготам полушария). При этом, однако, 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 в цилиндре или на сфере систему вихревых колец, обеспечивающих конвективное перемешивание в радиальном (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 здесь 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 в интегральном смысле, но создает при этом мезомасштабные неоднородности. Именно такой подход к объяснению механизма образования мезомасштабных полос во фронтальных

зонах и используется в большинстве теоретических работ, посвященных этой проблеме. Здесь можно выделить несколько типов используемых моделей: гидростатические невязкие, негидростатические невязкие, приводящие к задаче бароклинной неустойчивости, и более полные негидростатические вязкие модели, приводящие к задаче естественной конвекции. Различные варианты формулировки идеализированных моделей вторичных течений во фронтальных зонах можно найти, например, в работах Беннетса и Хоскинса (1979), Эмануэля (1979), Сана (1984), Шакиной (1980), Хси и др. (1984), Владимирова (1987).

Систематическое изложение проблемы неустойчивости потоков во фронтальных зонах и более полную библиографию по этому вопросу можно найти в книге Шакиной (1985).

Не останавливаясь на конкретных постановках задач различными авторами, мы 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 из них состоит в двумерной постановке задачи, т. е. изменения всех переменных вдоль фронтальной зоны игнорируются. Таким образом, априорно задается валиковая система течений, условия реализации которой затем и исследуются. На самом деле, как уже отмечалось выше, симметричная неустойчивость (или валиковая форма конвекции) предусматривает ламинарный режим течений, который при определенном критическом значении внешних параметров сменяется осциллирующим существенно трехмерным режимом. Реализация его во фронтальной зоне должна привести к появлению перемещающихся мезомасштабных ложбин и гребней в пределах крупномасштабной фронтальной зоны, что достаточно 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, т. е. 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 и небольшое число валиковых систем и оценить эффекты ограниченности размеров фронтальной зоны на размеры возникающих в ней вторичных циркуляций. В этом смысле полученные к настоящему времени результаты аналитического и даже численного моделирования позволяют лишь качественно понять механизм образования мезомасштабных полос осадков во фронтальных зонах. Основные выводы качественного характера будут изложены ниже.

При простой линейной постановке задачи устойчивости потока, невозмущенное состояние которого характеризуется условиями постоянства горизонтальных и вертикальных градиентов температуры $\partial\bar{\Theta}/\partial z = \text{const}$, $\partial\bar{\Theta}/\partial x = \text{const}$, а также выполнением соотношения термического ветра $f(\partial\bar{v}/\partial z) = (g/\bar{\Theta})\partial\bar{\Theta}/\partial x$, 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 деталей 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 или числом Рэлея (Ra), числом Тейлора (Ta) и числом Рейнольдса (Re) при рассмотрении вязкой жидкости (определения этих чисел и их физический смысл пояснялись в гл. 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, и определяют доминирующий размер возникающих вторичных течений. В результате такого рода линейного анализа были получены следующие важные выводы.

При наличии достаточно большой бароклинности (большого горизонтального градиента температуры) возникновение валиковой системы течений возможно даже при условиях статически устойчивой атмосферы ($\partial\bar{\Theta}/\partial z > > 0$), однако валиковые системы течений имеют при этом характерные горизонтальные размеры порядка нескольких сотен километров.

С уменьшением устойчивости стратификации наибольшим ростом начинают обладать валиковые системы меньшего размера, и при температурной стратификации, близкой к нейтральной, доминирующими становятся возмущения с горизонтальными размерами порядка десятков километров. Этот результат важен тем, что указывает на необходимость существования в атмосфере стратификации, близкой к нейтральной, для реализации во фронтальной зоне валиковых систем наблюдаемых размеров. Кроме этого, можно ожидать, что при ме-

нее устойчивой стратификации атмосферы и прочих равных условиях будут возникать валиковые системы течений меньшего горизонтального размера. Здесь 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 заметное влияние на структуру валиковой естественной конвекции. При отсутствии этих элементов 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. 3.1.5. Такая наклонная

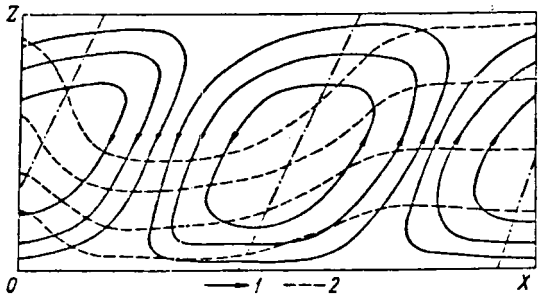


Рис. 3.1.5. Схема мезомасштабных течений и деформации температурного поля в зоне атмосферного фронта.
1 — линии тока, *2* — изотермы.

система течений приводит к соответствующей деформации температурного поля и образованию относительно холодных и теплых наклонных слоев воздуха, разделенных зонами с повышенными градиентами температуры.

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 — более широкими и менее интенсивными.

Изложенные выше результаты численного и аналитического моделирования мезомасштабных валиковых систем позволяют объяснить многие характеристики полос осадков во фронтальных зонах. Они показывают, что в условиях насыщения или близких к насыщению, характерных для крупномасштабного подъема воздуха вдоль фронтального раздела, могут реализоваться системы рекуррентых течений с горизонтальными размерами, близкими к наблюдаемым в атмосфере. Наклон циркуляционных контуров и соответствующая деформация полей температуры и влажности хорошо объясняют появление „гипербароклинных" мезомасштабных зон, наблюдавшихся различными авторами, или „верхних" фронтов, которые часто отмечаются в зоне окклюзии.

Система чередующихся восходящих и нисходящих движений, подобная изображенной на рис. 3.1.5, может объяснить деформацию фронтальной поверхности, состоящую в изменении ее наклона (см. рис. 3.1.3) . 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 более крутым подъемом фронтальной зоны, указанные на рис. 3.1.3 и отмечавшиеся ранее многими авторами. Асимметрия в интенсивности мезомасштабных восходящих и нисходящих течений, наблюдаемая в зоне атмосферных фронтов, также удовлетворительно объясняется механизмом естественной конвекции во влажной атмосфере.

Эффекты трехмерности мезомасштабных движений и нестационарности крупномасштабного потока остались пока что за пределами теоретического рассмотрения в связи с громоздкостью решения задач в общей постановке, однако изложенные выше результаты позволяют понять основные черты механизма образования мезомасштабных полос осадков во фронтальных зонах.

Прежде чем завершить этот параграф, остановимся вкратце на проблеме многомасштабности движений во фронтальных зонах. При изложении результатов наблюдений мы отмечали, 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 до настоящего

времени не производилось, однако, 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 бароклинной и статической неустойчивости можно представить следующим образом. Образование горизонтальных градиентов температуры во фронтальной зоне на фоне небольшой статической устойчивости приводит к реализации бароклинной неустойчивости, которая создает начальную „закрутку" 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 более интенсивный вертикальный тепло- и массообмен в облачных полосах и появление трехмерной структуры течений. В результате такой суперпозиции бароклинной и статической неустойчивости осадки в зоне мезомасштабных фронтальных полос приобретают пятнистый характер с максимумами интенсивности в районах образования скоплений конвективных облаков.

3.1.3. Анализ и прогноз мезомасштабных полос осадков

Основным средством анализа мезомасштабных полос осадков являются, безусловно, радиолокационные наблюдения. Снимки облачного покрова и данные наземных наблюдений при наличии сравнительно густой сети наземных станций служат хорошим дополнением к радиолокационным измерениям. Некоторая ограниченность в использовании снимков облачного покрова заключается в том, что довольно часто более активные участки фронтальных облачных систем, состоящие из кучево-дождевых облаков, бывают покрыты сверху сплошным щитом перистых и слоистообразных облаков и включенная (затопленная) в них конвекция бывает неразличима на изображениях как в видимом, так и в ИК-участках спектра. Эти трудности, как правило, отсутствуют при использовании спутниковых данных для идентификации мезомасштабных полос облачности в теплом секторе и зафронтальных гряд кучево-дождевых облаков в холодном воздухе. Привлечение наземных данных об осадках совместно с радиолокационными несомненно полезно для идентификации мезомасштабных полос осадков, однако данные других наземных наблюдений не всегда могут оказать помощь. Они могут оказаться полезными лишь в тех случаях, когда мезомасштабные системы течений начинаются в непосредственной близи 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 могут дать дополнительную полезную 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 (разумеется, кроме осадков), поэтому попытки увязать поле осадков с распределением других метеорологических величин у поверхности Земли могут принести больше вреда, чем пользы. В этих случаях более целесообразна увязка полос осадков с характеристиками воздушного потока в средней тропосфере (700—500 гПа).

Итак, процедура анализа мезомасштабных полос осадков должна состоять в идентификации их по радиолокационным данным, которые дают представление о трехмерном распределении радиоэха и помимо плоской картины распределения осадков у поверхности Земли указывают высоту верхней границы радиоэха, т. е. толщину слоя осаждающихся гидрометеоров. Для оценки положения зоны осадков в системе циклона (фронта) необходимо привлечь 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 перечисленных выше шести типов и понять, связаны они с системами циркуляции, достигающими земной поверхности, или с системами циркуляции, располагающимися в основном выше поверхности фронтального раздела. Если полоса осадков находится перед фронтом окклюзии, теплым фронтом у поверхности или за холодным фронтом (типы 1, 3а и 4 на рис. 3.1.1), то они не имеют прямой связи с мезомасштабными циркуляциями у земной поверхности, характеризуются состоянием атмосферы в слое 700—500 гПа и для их прогнозирования следует пользоваться информацией о состоянии средней тропосферы. Если полоса относится к типам 2, 3б, 5 или 6, то для оценки дальнейшей эволюции системы существенно знание состояния нижней тропосферы (слоя от поверхности Земли до 700 гПа).

Так как характерное время жизни мезомасштабных полос осадков составляет 8—12 ч, то

возможно лишь их сверхкраткосрочное прогнозирование на срок 3—6 ч. Для этого целесообразно использовать прежде всего процедуры экстраполяции. На основе нескольких 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 последний час или два (усиление или ослабление осадков), и эта тенденция учитывается при прогнозировании осадков на последующие 2—3 ч. Приведенные выше цифры заблаговременности прогноза полос осадков экстраполяционным методом являются ориентировочными и, по-видимому, минимальными. Возможность применения экстраполяционных процедур возрастает для более широких полос с менее выраженным конвективным компонентом, поэтому ими следует пользоваться дифференцированно. В случае узких полос осадков, генерируемых в основном 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 более 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 целесообразно пользоваться средним ветром в слое 700—500 гПа, а при прогнозировании очагов осадков в полосах типа 3б и 5 — данными о среднем ветре в слое 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 может свидетельствовать о зарождении мезомасштабной циркуляции в атмосфере.

Во всех случаях полезен анализ эволюции облачного покрова по ИК-снимкам облачности со спутников, так как тенденция к понижению температуры верхней границы облаков (росту их верхней границы) свидетельствует в большинстве случаев об увеличении мощности облаков и вероятности выпадения осадков. Напротив, разрушение компактного массива высоких облаков является признаком ослабления интенсивности мезомасштабной системы и указывает на возможность последующего ослабления осадков из такого облачного массива.

3.2. Нефронтальные мезомасштабные вихри

Нефронтальными мезомасштабными вихрями или просто мезомасштабными вихрями мы будем называть циклонические циркуляции в умеренных и высоких широтах с горизонтальными размерами 100—500 км, которые зарождаются или продолжают существовать в течение некоторого времени вне прямой связи с фронтальными системами синоптического масштаба. Наличие таких систем в атмосфере было обнаружено с помощью изображений облачного покрова со спутников в начале 60-х годов. Несмотря на это, в метеорологии до сих пор не существует установившегося термина для обозначения этих возмущений масштаба мезо-α. В работах по спутниковой метеорологии на английском языке их называют облачными запятыми, поскольку плановая форма облачной системы в этих циклонах напоминает символ запятой. В литературе по спутниковой метеорологии на русском языке их называют вторичными циклонами, имея в виду, что они и по масштабам, и по хронологии образования следуют за крупномасштабными вихревыми системами умеренных и высоких широт. В более поздние годы в американской литературе применительно к мезомасштабным циклонам в Тихом океане наиболее часто стал использоваться термин „завихренность", а в европейской литературе применительно к Атлантическому океану — термин „полярный циклон". Наибольшее количество исследований посвящено мезомасштабным нефронтальным вихрям, образующимся в холодном воздухе зимой над теплыми акваториями океанов в высоких широтах. На самом деле весьма 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.

В этой связи мы будем употреблять более общий термин „нефронтальный мезомасштабный вихрь", или просто „мезомасштабный вихрь", подразумевая в последнем случае его нефронтальное происхождение.

В настоящем разделе будут последовательно изложены фактические данные о мезомасштабных вихрях, рассмотрены возможные механизмы их образования и даны рекомендации по анализу и прогнозу этих мезомасштабных систем.

3.2.1. Общая характеристика нефронтальных мезомасштабных вихрей

Мезомасштабные нефронтальные вихри образуются в атмосфере не столь часто, как циклоны синоптического масштаба на фронтах, но заслуживают внимания, поскольку с ними часто бывают связаны резкие ухудшения погоды. Так, по данным Локателли и др. (1982), на северо-западе Тихого океана 20 % штормов в период с 1973 по 1980 г. было связано с мезомасштабными вихрями, развивающимися в холодной воздушной массе. За 11 лет в Атлантическом океане было зарегистрировано более 70 нефронтальных мезомасштабных вихрей, скорость ветра в которых превышала 20 м/с (Федор и др., 1984). В Южном океане, по данным Кларка (1977), две трети всех случаев циклогенеза связано с такими мезомасштабными вихрями. Над океанами они образуются в основном в холодное время года. Нефронтальные мезомасштабные вихри отмечались также в зимний период над акваториями Средиземного и Черного морей. Летом они довольно часто наблюдаются над Центральной и Восточной Европой.

Характерные горизонтальные размеры мезомасштабных вихрей 100–500 км, хотя в отдельных случаях они могут достигать 1000 км. Время жизни таких вихрей составляет чаще всего 1–2 сут. Их облачные системы могут быть весьма различны: малоорганизованные скопления кучево-дождевых облаков, облачная запятая или семейство облачных спиралей, состоящих из конвективных облаков. Примеры облачных систем мезомасштабных вихрей приведены на рис. 3.2.1 и 3.2.2. Инфракрасный снимок на рис. 3.2.1 сделан над севером европейской части СССР. В верхнем левом углу снимка видно побережье Кольского полуострова (южнее точки А находится город 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 нанесено несколько данных о ветре на уровне 700 гПа в 0 ч СГВ для иллюстрации потоков в нижней тропосфере.

На рис. 3.2.2 *а* приведена облачная система в интенсивном мезомасштабном циклоне, прошедшем по югу Великобритании. Хотя этот пример не вполне удачный, так как на снимке отсутствует западная часть облачной системы, но зато он хорошо документирован обычными данными. Следует обратить внимание на юго-западную часть снимка, где нанесено несколько данных о ветре в 5 ч СГВ. По характеру распределения ветра видно, что диаметр циклона составлял около 500 км. Циклон сформировался во второй половине дня 15 октября 1987 г. С вечера 15 октября к полуночи 16 октября давление в нем понизилось с 972 до 958 гПа. Особенно сильные ветры отмечались на юго-востоке Англии, где в период с 3 до 5 ч СГВ на некоторых станциях наблюдались порывы более 40 м/с. На фронте (облачная полоса примерно вдоль Гринвического меридиана на снимке) выпадали интенсивные осадки. К 9 ч СГВ они начали ослабевать.

На рис. 3.2.2 *б* представлено распределение облачности в том же районе примерно через 13 ч. Облачная система мезомасштабного циклона слилась к этому времени с облачной системой синоптического масштаба над Скандинавией (отмечена буквой А на рис. 3.2.2 *а*) и образовался обширный окклюдированный циклон. Великобритания (контур ее восточного побережья виден слева от точки А) оказалась в тыловой части этого обширного циклона. Интересно, что над юго-востоком страны снова образовался мезомасштабный вихрь (к юго-западу от точки А), но он не имел таких разрушительных последствий, как предыдущий. Этот случай можно рассматривать так же, как иллюстрацию внезапного образования окклюзии. Процесс внезапного окклюдирования будет обсуждаться подробно в п. 3.2.3.

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 недостаточная для систематического детального изучения данных явлений. Косвенное суждение о внутренней динамике этих систем можно сделать, однако, на основании снимков облачного покрова со спутников. Последние 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.

Рис. 3.2.1. Мезомасштабное циклическое возмущение, облачная система в котором имеет вид запятой. Инфракрасный снимок, „Тайрос-N", 10 мая 1979 г., 3 ч СГВ.

С точки зрения условий погоды у поверхности Земли, мезомасштабные вихри всегда характеризуются ливневыми осадками. Большие скорости ветра (более 20 м/с) свойственны интенсивным мезомасштабным вихрям со спиралевидной структурой облачного покрова, напоминающей по внешнему виду облачную систему тропического циклона. Этим же вихрям свойственны интенсивные ливневые осадки, продолжающиеся несколько часов.

Резюмируя данные о сходстве и отличиях мезомасштабных вихрей от циклонов синоптического масштаба, полученные различными авторами на основании анализа отдельных случаев (см., например, Минина, 1966; Попова и Царькова, 1967; Харрольд и Браунинг, 1969; Муллен, 1979; Расмуссен, 1979, 1981; Рид, 1979; Локателли и др., 1982; Федор и др., 1984), можно заключить, что часть таких вихрей, особенно с облачной системой в виде запятой, имеют строение, в целом сходное со строением фронтального циклона, в то время как некоторые из них обладают существенной осевой симметрией, характерной скорее для тропических циклонов. Этот вопрос будет рассмотрен более подробно в следующем параграфе при обсуждении возможных механизмов образования и поддержания мезомасштабных нефронтальных вихрей.

3.2.2. Механизм образования мезомасштабных нефронтальных вихрей

Теоретически к объяснению механизма циклогенеза и фронтогенеза можно подойти с двух крайних позиций. Первая из них основывается на том, что вихревые возмущения и фронтальные разделы в них могут явиться результатом статической неустойчивости горизонтально-однородного ($\partial\bar{\Theta}/\partial x = \partial\bar{\Theta}/\partial y = 0$) вращающегося слоя жидкости. Вторая базируется на принципе реализации бароклинной неустойчивости, возникающей в результате термической горизонтальной неоднородности вращающегося слоя жидкости и приводящей также к появлению вихревых возмущений и фронтальных разделов. Рассмотрим вкратце существо обоих возможных механизмов вихреобразования.

В первом случае в наиболее простой постановке задачи для вязкой жидкости система может характеризоваться двумя безразмерными параметрами: числом Рэлея (Ra) и числом Тейлора (Ta) (число Прандтля для простоты 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 в плане из чередующихся спиралей восходящих и нисходящих течений. Такого рода структуры неоднократно воспроизводились как при лабораторном (Фультц, 1956; Накагава и Френзен, 1955; Хайд, 1958; Бончковская, 1959), так и при численном (Бугаева и Вельтищев, 1976) 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 от теплого воздуха в области восходящих течений. Указанные 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 такого рода механизм должен привести к образованию более или менее осесимметричного вихря с серией спиралевидных облачных полос и относительно безоблачных промежутков между ними. Подобного рода облачные системы можно наблюдать на снимках со спутника.

Во втором случае, также при наиболее простой постановке задачи для вязкой жидкости ($Pr = 1$ и $\partial\bar{\Theta}/\partial z = 0$), система может характеризоваться теми же безразмерными числами Ra и Ta, но в число Рэлея входит теперь не вертикальный, а горизонтальный градиент температуры (см. гл. 1). 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, однако под действием инерционных сил (вращения) движения приобретают вначале волновой, а затем и вихревой характер. Так же как и в первом случае в процессе образования волны, а затем и вихря, состоящего грубо из одной спирали восходящих течений и одной спирали нисходящих течений, на границе между ними формируется температурная фрон-

Рис. 3.2.2. Облачная система мезомасштабного циклона над Великобританией.
а) инфракрасный снимок со спутника НОАА-9, 16 октября 1987 г., 2 ч 54 мин СГВ; *б)* распределение об-

лачности в том же районе 16 октября 1987 г., 18 ч СГВ.

тальная зона, являющаяся продуктом неустойчивости, как и само вихревое образование. В результате реализации такого механизма неустойчивости в атмосфере в ней также могут возникнуть циклонические образования со спиралевидной структурой облачного покрова.

Основной вопрос здесь, по-видимому, состоит в том, каким образом в процессе естественной конвекции (бароклинной неустойчивости) отбирается горизонтальный масштаб возникающих возмущений. В предыдущем разделе уже отмечалось, что существенным здесь является уровень статической устойчивости. При большой устойчивости ($\partial\bar{\Theta}/\partial z \gg 0$) наибольшей скоростью роста обладают возмущения с горизонтальным масштабом $L > 10^3$ км, а при нейтральной стратификации он может сократиться до $L \approx 10^2$ км. Поэтому при стратификации атмосферы, близкой к нейтральной, вполне могут образоваться мезомасштабные вихри типа приведенного на рис. 3.2.1.

В реальной атмосфере на горизонтальных масштабах порядка нескольких сотен километров практически всегда имеется элемент горизонтальной неоднородности как в поле температуры, так и в поле течений, а элемент статической неустойчивости может присутствовать или отсутствовать. Представляется, что 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 и вместе с ним бароклинности. Таким образом, круг происходящих процессов можно считать замкнутым и вряд ли является принципиальным, с какой точки этого круга начинать отсчет начала жизненного цикла мезомасштабной системы. Гораздо более важно как с теоретической, так и практической точки зрения, что оба механизма неустойчивости питают друг друга и часто приводят к образованию интенсивных вихревых циркуляций. В этом смысле различные точки зрения на механизм образования мезомасштабных нефронтальных вихрей не противоречат друг другу, и сторонники конвективной теории (Расмуссен, 1979, 1981) и бароклинной теории (Харрольд и Браунинг, 1969; Рид, 1979) рано или поздно придут к единой концепции, включающей в себя оба предельных случая. Действительно, как справедливо отмечает Браунинг (1985), разделение явлений на бароклинные и конвективные является весьма расплывчатым и в случае систем масштаба мезо-α присутствуют оба этих типа неустойчивости. Каждый из них может играть более или менее доминирующую роль на различных этапах эволюции мезомасштабных вихрей или в различных условиях крупномасштабного окружения, но из этого не должно следовать односторонней трактовки явления.

В свете проведенной выше дискуссии и имеющихся фактических данных механизм образования и поддержания мезомасштабных вихрей в умеренных и высоких широтах можно представить следующим образом. За начальное состояние примем условно ситуацию, в которой в системе крупномасштабной циркуляции образуется та или иная 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 ранее развития вследствие неизвестных нам причин. Если такое угасающее (или, по крайней мере, не развивающееся ранее) возмущение в процессе своего перемещения попадает в район, благоприятный для развития конвекции, то оно способствует ее организации и локализации. Подобная ситуация может реализоваться, например, если область повышенной завихренности в холодном воздухе попадает в зону теплого океанического течения зимой 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, по крайней мере, нижней половины атмосферы. Появляющееся теплое и влажное мезомасштабное пятно неизбежно приводит к конвергенции в него потоков в нижней тропосфере, а в условиях вращения это создает или усиливает циклоническую завихренность в средней тропосфере. Если такой процесс происходит в однородном крупномасштабном окружении, то доминирует конвективный процесс. Если же 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 более теплым и влажным воздухом, а с другой — более 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 приводит постепенно к выведению влаги из тела вихря, охлаждению ниж-

него слоя тропосферы и оттоку из нее холодных масс воздуха, блокирующих питание вихря теплом и влагой от подстилающей поверхности и окружения. 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 чем более развита она по вертикали, тем интенсивнее развивается вихревое возмущение. Именно этим объясняется тот факт, что наиболее жестокие ветры и обильные осадки бывают связаны со сравнительно небольшими по размеру вихрями.

На зрелой стадии в мезомасштабных вихрях прогрессивно возрастает бароклинность, в образование которой вносят вклад как процессы упорядоченной конвекции, так и горизонтального переноса.

Переходя к наиболее часто наблюдающимся типам нефронтальных мезомасштабных вихрей, отметим, что в соответствии с рассмотренным выше механизмом их образования вихревые образования 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 доминируют процессы конвективной неустойчивости.

3.2.3. Анализ и прогноз нефронтальных мезомасштабных вихрей

Основным средством анализа мезомасштабных вихрей (особенно над океанами) являются снимки облачного покрова со спутников. Дополнительная полезная информация, особенно над сушей, может быть получена по данным обычных наблюдений, а также по радиолокационным данным, если результаты измерений с нескольких радиолокаторов объединяются в единую композицию, охватывающую большую территорию.

Наиболее быстро мезомасштабные вихри или области, подозрительные на их образование, обнаруживаются на изображениях облачности со спутников, поэтому анализ этих мезомасштабных систем лучше всего начать с просмотра серии изображений в видимом и ИК участках спектра с геостационарного спутника. При анализе последовательных снимков следует обратить внимание на тенденции к росту конвективных облаков и их мезомасштабной локализации. Признаками зарождения мезомасштабного циклона являются: (1) скопления кучево-дождевых облаков размером 200—300 км и тенденция к росту конвективных элементов в центре области, (2) образование изолированного массива слоистообразных облаков размером 200—300 км с включением в них кучево-дождевой облачности на фоне сравнительно малооблачного окружения. Эти 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, подозрительное на возможность вихреобразования, или мезомасштабный вихрь обнаружены, следует обратиться к анализам высотных карт. Наиболее информативными здесь 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 являются благоприятными для развития организованной конвекции над теплой подстилающей поверхностью. Сопоставление (наложение) снимков облачности на высотные карты часто позволяет обратить внимание на мезомасштабные детали в распределении давления и температуры, которые при анализе только карт барической топографии могут ускользнуть из поля зрения прогнозиста. На стадии более развитой системы с вихревым облачным образованием (облачной запятой) высотная мезоложбина располагается в тыловой части по отношению к сплошному массиву облаков.

Обнаружение на снимках со спутника мезомасштабных вихрей размером 150—300 км с сильно развитой спиралевидной структурой свидетельствует о том, что в этом районе существует интенсивная циклоническая циркуляция. Часто снимки со спутников могут быть единственным источником информации о возникновении интенсивного вихря в океане, поэтому спутниковым данным в таком случае нужно уделять особое внимание. При интерпретации вихревых облачных систем, состоящих из конвективных облаков, следует учитывать, что чем более постепенно 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 (тор).

При прогнозировании перемещения мезомасштабного вихря можно использовать два подхода. Первый из них является чисто экстраполяционным и состоит в том, что по серии снимков облачности с геостационарного спутника за последние 3—6 ч определяется ско-

рость и направление его смещения, которая экстраполируется затем на последующие 6–12 ч. Использование экстраполяционной процедуры при прогнозировании на более длительные сроки нецелесообразно.

Второй подход состоит в использовании правила ведущего потока. Так как мезомасштабные циклоны являются сравнительно неглубокими образованиями, данное правило может с успехом использоваться, особенно если конфигурация потока не является сложной. Для этой цели можно использовать диагностические и прогностические высотные карты и рассчитывать траекторию 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 по обычным данным, но последние дают, как правило, достаточное количество информации лишь над сушей или в прибрежной зоне. На ИК-снимках со спутника признаками образования и развития мезомасштабного вихря являются понижение температуры верхней границы облаков, их сплочение и тенденция к формированию спиралевидной структуры. Признаками деградации вихря является распад облачной спирали (спиралей) на отдельные блоки и повышение температуры верхней границы облаков. На синоптических картах признаки углубления и ослабления мезомасштабного вихря такие же, как и для фронтального циклона.

Особое внимание при анализе и прогнозе мезомасштабных вихрей следует уделять их возможному взаимодействию с фронтальными системами. Типичным здесь является сближение облачной запятой с основным холодным фронтом. Это сближение приводит к образованию так называемой внезапной окклюзии. Процесс ее возникновения показан схематически на рис. 3.2.3, заимствованном из статьи Браунинга (1985). С точки зрения прогнозирования предусмотреть возможность такого процесса важно, поскольку при этом возникает новая интенсивная система.

Несколько отличная категория мезомасштабных вихрей довольно часто образуется над континентами в летнее время года, когда порция холодного воздуха и область повышенной завихренности небольшого размера проникают далеко на юг (в северном полушарии), отсекаются с севера и превращаются в изолированное образование (пример такого мезомасштабного вихря приведен на рис. 3.2.4). Этот облачный вихрь существовал над центральными районами европейской части СССР несколько дней и был связан с отсеченным высотным циклоном. Центр облачного вихря точно совпадает с центром циклона на уровнях 700 и 500 гПа. На снимке следует обратить внимание на структуру облачного покрова в вихре: гряды (спирали) на периферийной части вихря и менее упорядоченные скопления кучево-дождевых облаков в центре. На снимок нанесено несколько данных о ветре на уровне 500 гПа в 12 ч СГВ. Нетрудно заметить, что как облачная система, так и интенсивность циркуляции была асимметричной 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 (до 72 мм за сутки) отмечалось на западной периферии вихря. Характерными признаками вихрей этого типа является их устойчивость во времени и в пространстве. Развивающаяся в них конвективная облачность образует серию спиралей, которые разрушаются и возникают вновь. Конвекция поддерживает такую вихревую систему часто 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 довольно длительного периода времени. Тот факт, что циклическая циркуляция бывает выражена в таких вихрях лишь

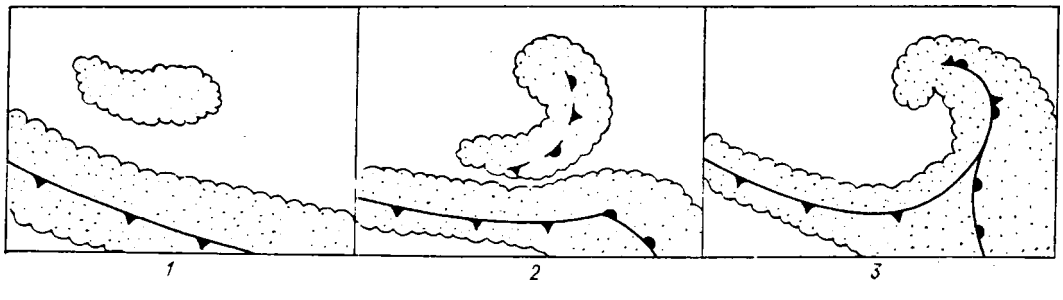


Рис. 3.2.3. Схема сближения облачной запятой с облачной системой холодного фронта и образования внезапной окклюзии. Облачные системы затенены.
Цифрами 1–3 указано последовательное положение облачных систем.

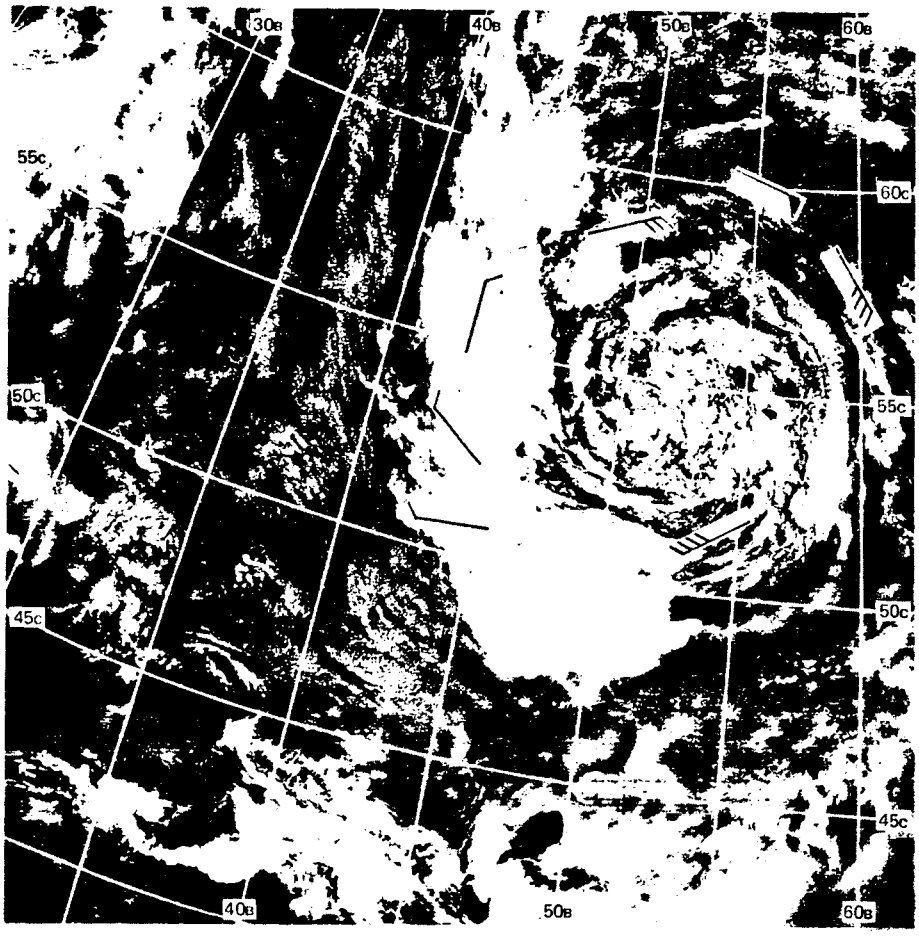


Рис. 3.2.4. Пример мезомасштабного изолированного вихря над востоком европейской части СССР. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 19 июля 1977 г., 11 ч 4 мин СГВ.

на высотах, затрудняет распознавание ее на синоптических картах, а сравнительно узкие и часто многочисленные спирали, состоящие из кучево-дождевых облаков, делают традиционный фронтологический анализ такой системы малорепрезентативным. Поэтому даже при сравнительно густой сети наземных станций применение спутниковых и радиолокационных наблюдений является очень полезным. С помощью этих данных удается легко идентифицировать полосы облаков масштаба мезо-β внутри мезомасштабного вихря, прослеживать их эволюцию и осуществлять 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 в мезомасштабных вихрях может быть весьма различной. При прогнозировании ветра нужно иметь в виду, что в вихрях с хорошо организованной спиралевидной структурой облаков скорость ветра у поверхности (особенно над океаном) может превышать 20 м/с.

Глава 4

ОРОГРАФИЧЕСКИ ВОЗБУЖДЕННЫЕ МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ

Воздействие орографии на атмосферную циркуляцию условно можно подразделить на два типа: механическое и термическое. Условность такого подразделения объясняется тем, что чисто механическое или чисто термическое воздействие встречается в атмосфере редко, поскольку часто 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 существенно осложняется. Аналогично термическое воздействие рельефа практически трудно отделить от механического, поскольку горизонтальные градиенты плотности (температуры), появляющиеся вследствие нагревания или охлаждения гор по отношению к свободной атмосфере, реализуют циркуляции в условиях конкретного рельефа и окончательная форма движений зависит также от механического воздействия рельефа. В этой связи термины механически и термически возбужденные системы, которые будут употребляться в последующих параграфах, следует воспринимать как некоторые идеализации, помогающие упростить изложение и характеризующие доминирующие процессы, приводящие к образованию того или иного типа мезомасштабных орографических возмущений.

Воздействие рельефа на атмосферную циркуляцию проявляется в различных масштабах, начиная с глобального и кончая микромасштабным. В настоящих лекциях мы ограничимся обсуждением лишь орографических возмущений, имеющих масштабы от 10 до 100 км, поэтому такие вопросы, как орографический циклогенез и деформация крупномасштабного потока под действием горных массивов, рассматриваться не будут.

4.1. Мезомасштабные барьерные эффекты

Даже в тех случаях, когда под действием рельефа не возникает специфических орографических циркуляций (фёнов, горных волн и т. д.), которые будут обсуждаться ниже, горы и даже холмы оказывают заметное влияние на условия погоды, особенно на распределение облачности и осадков. В районах, где во влажные сезоны года направление крупномасштабного потока устойчивое, т. е. в климатическом плане выделяются наветренные и подветренные склоны гор, воздействие гор проявляется прежде всего в мезомасштабном распределении осадков. Так, например, с наветренной стороны Каскадных гор в шт. Вашингтон, 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 (Пилке, 1984). Даже незначительные по высоте горы и холмы оказывают весьма заметное влияние на мезомасштабное распределение осадков. Так, по данным Хилла и др. (1981), интенсивность фронтальных осадков с наветренной стороны гор в Южном Уэлсе (Великобритания), максимальная высота которых не превышает 600 м, увеличивается в 3 раза.

Подобного рода барьерные эффекты горных хребтов имеют место во всех частях земного шара, и в районах, где они не документированы метеорологическими наблюдениями, в их существовании можно убедиться по характеру растительности на климатически наветренной и подветренной сторонах горных хребтов.

4.1.1. Механизм формирования барьерных эффектов

Изучению механизма воздействия горных хребтов на воздушный поток посвящено большое количество работ, в которых задача обтекания рассматривалась как в двумерной, так и в трехмерной постановке и решалась как аналитически, так и численно. Довольно полные обзоры литературы по этому вопросу можно найти в недавно опубликованных монографиях Аткинсона (1981) и Пилке (1984), а также в обзорной статье Йи (1980).

Мы не будем воспроизводить здесь конкретных моделей, а ограничимся лишь изложением основных качественных выводов, вытекающих из результатов аналитического и численного моделирования процесса обтекания препятствия и имеющих отношение к формированию мезомасштабных наветренных и подветренных эффектов.

Основная суть механизма состоит в том, что воздушный поток, достигающий горного хребта, начинает тормозиться в своей нижней части, особенно при устойчивой стратификации воздушной массы. Это торможение приводит к блокированию, т. е. замедлению перемещения атмосферных возмущений перед горным хребтом. Наклонная поверхность горного хребта создает вынужденную конвекцию. При простейшем линейном рассмотрении задачи обтекания вынужденный подъем воздуха на наветренном склоне дается простым соотношением

$$w = u \operatorname{tg} \alpha, \qquad (4.1.1)$$

где u — горизонтальный компонент скорости, нормальный к препятствию, а α — угол наклона горного хребта. Если трактовать угол как средний наклон горной системы, то на масштабах порядка 100 км $\operatorname{tg} \alpha = o[10^{-2}]$ и для простой оценки мезомасштабного орографическо-

го возбуждения можно принять, что

$$w \approx u\alpha. \qquad (4.1.2)$$

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), в связи с чем 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 существенно усиливает эффект общего орографического поднятия воздуха и приводит к выпадению интенсивных и неравномерных по площади осадков. Этот механизм реализуется на всех широтах и в любые сезоны года. При выпадении жидких осадков он приводит к возникновению паводков, а при выпадении твердых осадков — к катастрофическому росту снежного покрова в горах и последующему сходу снежных лавин.

Вследствие конденсации (сублимации) и выпадения осадков горные хребты оказывают тормозящее воздействие на термодинамическое состояние атмосферы, что приводит к внутреннему нагреванию и иссушению натекающей воздушной массы. В результате гребня хребта достигает относительно теплый воздух с низким содержанием влаги. При переваливании этого воздуха через хребет происходит ускорение воздушного потока и скольжение его вниз по склону. Под действием нисходящих течений воздух удаляется от состояния насыщения, в связи с чем с подветренной стороны резко уменьшается плотность облаков и количество выпадающих осадков. Идеализированная схема обтекания воздушным потоком горного хребта и типичные для этого процесса условия погоды изображены на рис. 4.1.1.

Пример влияния горного хребта на распределение облачности с его наветренной и подветренной сторон приведен на рис. 4.1.2. На этом снимке отчетливо видны очертания береговой линии континента к северу от широты мыса Пунта-Меданоса (47° ю.ш., точка А на рисунке). 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 здесь высоты 3,5—4 км, и облачность через горный хребет не переваливает. К югу от 50° ю.ш. высота гор убывает (господствующие вершины достигают высоты 1,5—2 км), и облачность начинает перетекать через

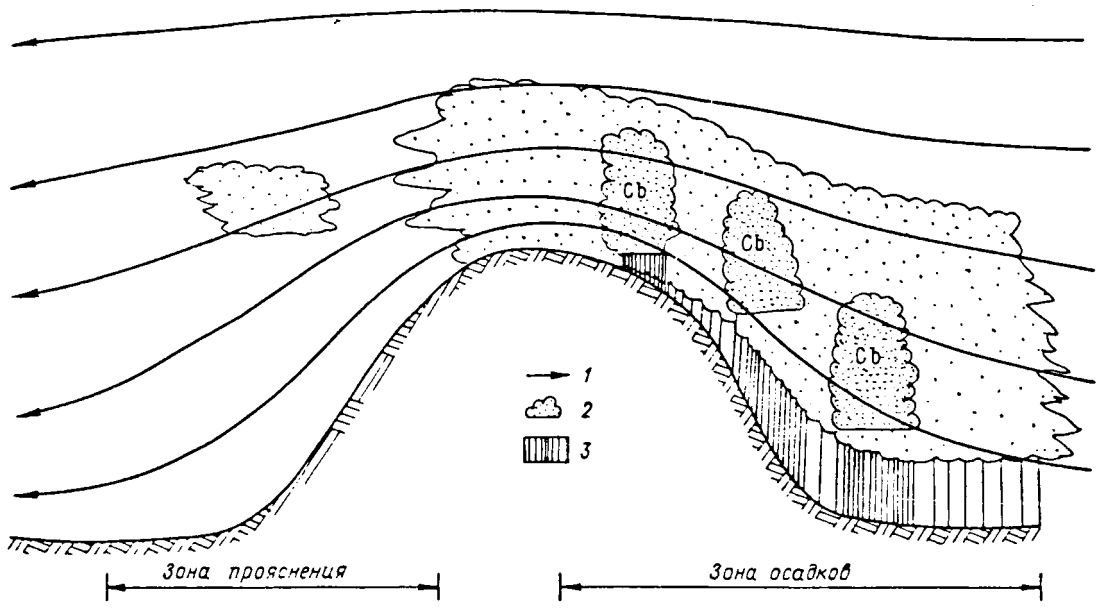


Рис. 4.1.1. Схема перетекания воздушного потока через горный хребет.
1 — линии тока, *2* — зоны облачности, *3* — зоны осадков и зоны более интенсивных осадков из кучево-дождевых облаков, включенных в облачную систему с наветренной стороны хребта.

Рис. 4.1.2. Пример влияния горного хребта на распределение облачности у берегов Южной Америки. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 14 марта 1983 г., 15 ч 38 мин СГВ.

горный хребет. С подветренной стороны горного хребта в гребнях подветренных волн образуются волнистые облака, которые будут обсуждаться подробно в разделе 4.3. Здесь мы обратим внимание на две особенности в распределении облачного покрова.

Первая из них состоит в том, что с наветренной стороны гор, на расстоянии примерно 150 км от линии водораздела, облачность становится более разреженной, а по мере приближения к горам уплотняется (становится более яркой на снимке). Это 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 лишь незначительную деформацию в результате обтекания этого гористого острова сбоку. Анализ приземных и высотных карт показал, 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. На юге континента фактические данные о ветре отсутствовали, скорость геострофического ветра на уровне 500 гПа была равна там 25 м/с.

4.1.2. Мезомасштабный анализ и прогноз барьерных эффектов

Наиболее 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. С результатами численного анализа и прогноза воздушных течений и осадков в горной местности более подробно можно познакомиться в книге Пилке (1984). Довольно большой объем вычислений, производящийся в подобного рода моделях, требует значительных вычислительных ресурсов, поэтому они пока что не используются в оперативной практике, однако можно ожидать, что с дальнейшим развитием вычислительной техники такого рода модели найдут широкое применение при мезомасштабном прогнозировании условий погоды в горах. Опыт показывает, что значительную пользу в мезомасштабном анализе и прогнозе погоды в горной местности могут принести более 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 на установление воспроизводится пространственная структура мезомасштабных возмущений, генерируемых рельефом. Такого рода модели являются более простыми для практической реализации и вместе с тем дают в простейшем случае количественную информацию о мезомасштабном распределении вертикальных движений, которую можно использовать при краткосрочном прогнозировании зон осадков. Использование такого рода моделей дает весьма хорошие результаты.

При качественном анализе и прогнозе мезомасштабных барьерных эффектов следует исходить из общих закономерностей обтекания воздушным потоком горных хребтов, описанных в предыдущем параграфе. С практической точки зрения (за исключением ситуаций с фёном, которых мы коснемся ниже) наибольший интерес представляет анализ и прогноз облачности и осадков, поскольку последние оказывают наиболее существенное воздействие на хозяйственную деятельность человека. Основными средствами мезомасштабного анализа здесь могут служить данные стандартных наземных наблюдений, измерения со спутников и радиолокаторов. По данным аэрологических наблюдений следует оценить ориентацию воздушного потока относительно горной системы и определить таким образом наветренные и подветренные склоны. Исходя из высоты горного массива и его ширины следует определить средний наклон горной системы (угол a в формулах (4.1.1) или (4.1.2)), а по картам барической топографии оценить скорость невозмущенного потока на расстоянии примерно 200 км от горного препятствия на уровнях, находящихся ниже гребня хребта. Если ветер отклоняется от направления нормали к горному хребту на угол λ, то следует определить нормальный компонент $V_н = V \cos \lambda$. Значение $V_н$ на нескольких уровнях или среднее значение $V_н$ в слое атмосферы, находящемся между подошвой и гребнем хребта, вместе со значением среднего наклона хребта ($\mathrm{tg}\, a$ или a) можно использовать для ориентированной оценки вынужденного восхождения воздуха на наветренной стороне хребта с помощью формул (4.1.1) или (4.1.2). При характерных значениях $\mathrm{tg}\, a \approx 10^{-2}$ и $V_н = 5$–10 м/с характерные значения восходящих движений будут 5–10 см/с. Определенные таким простым образом вертикальные движения не могут претендовать на точность, достаточную для исполь-

Рис. 4.1.3. Анализ барьерного эффекта островов Хоккайдо и Хонсю. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1500" 9 января 1985 г., 0 ч 3 мин СГВ.

зования их в расчетах облачности и осадков, но могут служить качественной мерой орографического возбуждения набегающего потока.

Далее по снимкам облачности со спутников оценивается состояние облачного покрова. В том случае, если имеются последовательные ИК-изображения с геостационарного спутника, внимательно изучается динамика передней (по отношению к горному хребту) кромки облаков и высоты верхней границы облаков в предшествующие 6–12 ч. По данным о влажности в ближайших пунктах радиозондирования, расположенных с наветренной стороны хребта, или данным, имеющимся на высотных картах, оценивается суммарное содержание влаги в слое от поверхности Земли до уровня 500 гПа (например, в членах осажденной воды). Снимки облачности со спутника и данные о суммарном влагозапасе нижнего слоя атмосферы дают представление о том, насколько начальное состояние благоприятно или неблагоприятно для формирования (или продолжения существования) мощной облачности и осадков в ближайшие несколько часов. При наличии массива плотной облачности и большой суммарной влажности вверх по потоку можно ожидать осадки на наветренном склоне горного хребта, при небольшой плотности облаков и малом влагосодержании атмосферы вверх по потоку вероятность осадков мала.

При составлении более детальных прогнозов необходимо тщательно проанализировать ориентацию воздушного потока относительно отдельных хребтов в горной системе, с тем чтобы идентифицировать наиболее наветренные участки, в которых можно ожидать более интенсивную облачность и осадки.

Пример анализа ситуации с барьерным эффектом в районе гористых Японских островов приведен на рис. 4.1.3. В верхнем правом углу этого 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 почти с севера на юг. Господствующие вершины этого хребта превышают 2 км. Остров Хоккайдо отделяется от о. Хонсю проливом Цугару, ширина которого в самом узком месте составляет 20 км. Вдоль северной части о. Хонсю с севера на юг до Токийского залива (виден на снимке к северу от точки А) тянется система горных хребтов, господствующие вершины которых превышают 2 км.

Анализ приземной и высотных карт показал, что в момент фотографирования поверхности Земли со спутника в нижней половине тропосферы преобладали западные и северо-западные ветры. Часть данных о ветре на уровне 700 гПа нанесена на снимок (все имеющиеся данные не наносились, чтобы не перегрузить снимок).

Обращаясь к анализу распределения облаков в районе Японских островов, замечаем, что они образуются над акваторией Японского моря и, постепенно уплотняясь, достигают с западным потоком побережья островов 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 снова 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 на о. Хоккайдо, часть облаков переваливает через них и размывается лишь 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 дифференцированного в пространстве торможения препятствием воздушного потока. В данном случае о. Хоккайдо оказал значительное тормозящее воздействие на поток в нижнем 2-километровом 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 очень хорошо отражается в структуре облачного покрова.

Таким образом, на основе совместного анализа обычных и спутниковых данных удается выделить достаточно много мезомасштабных деталей в структуре атмосферных течений, появляющихся в результате взаимодействия воздушного потока с горными системами.

4.2. Фёны

4.2.1. Общая характеристика явления

Фёном принято называть нисходящий воздушный поток, образующийся вследствие сос-

кальзывания воздушной массы вдоль наклонной поверхности. Интенсивность фёна зависит от особенностей рельефа, стратификации атмосферы и процессов адвекции воздушных масс.

Первые подробные исследования фёна были проведены в Альпах, откуда название „фён" распространилось по всему миру. Однако в различных районах земного шара имеются местные названия этого явления. Так, например, в Скалистых горах фён называют чинук, в Аргентинских Андах — зонда, в районе г. Новороссийска на Черном море и на Адриатическом побережье — бора. Вообще же, по-видимому, нет гор, в которых не возникали бы фёновые явления. Об этом говорит большое количество названий местных ветров в различных частях земного шара (Бурман, 1969).

Классическая форма фёна связана с переваливанием воздушных масс через горный хребет, когда с наветренной стороны происходит подъем воздуха, конденсация водяного пара, образование облачности, доходящей до гребня горного хребта и резко обрывающейся с подветренной стороны гребня, а с подветренной стороны хребта возникает интенсивный нисходящий поток воздуха, достигающий в предгорьях ураганной силы. Практический интерес к анализу и прогнозу фёна связан с тем, что с ним бывают связаны большие скорости ветра и резкое изменение температуры и влажности. Так, например, 19 декабря 1933 г. в Гавре, шт. Монтана, США, при внезапном наступлении чинука температура воздуха почти мгновенно изменилась от −23 до −8 °С, а в последующие сутки повысилась до +7 °С (Аткинсон, 1981). Скорость ветра в течение секунд может измениться от 5 до 40 м/с, в связи с чем возник термин „фёновая буря". В работе Лилли и Ципсера (1972) отмечались порывы ветра в чинуке до 55 м/с. Одновременно в таких случаях происходит быстрое понижение относительной влажности (до 40—50 %). Столь быстрое наступление фёна и резкие изменения температуры происходят далеко не всегда: иногда процесс наступления фена занимает несколько часов.

Вариант фёна, при котором происходит резкое понижение температуры воздуха, в СССР и Югославии называют борой, во Франции — мистралем. Первый термин является в настоящее время наиболее употребительным в метеорологической литературе, поэтому мы будем использовать его при дальнейшем изложении. 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—15 °С.

Продолжительность фёнов колеблется от нескольких часов до 20—30 ч, а горизонтальные размеры составляют от нескольких десятков до 100—200 км.

На протяжении довольно длительного периода изучения фёнов различными авторами было предложено довольно много классификаций фенов, многие из которых базировались на материалах наблюдений в том или ином районе земного шара. Большей частью они основывались на наблюдениях в Альпах или в Скалистых горах США и Канады. Более подробно с различными классификациями фёнов и их климатологией можно познакомиться в книгах Бурмана (1969) и Аткинсона (1981). В настоящих лекциях эти вопросы рассматриваться не будут, так как и классификация, и климатология связаны с конкретными географическими районами и имеют ограниченное применение для других районов.

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

4.2.2. Механизм образования фёнов

Несмотря на более чем вековую историю изучения фёнов, механизм их образования до настоящего времени еще окончательно не установлен и существуют различные точки зрения относительно причин, порождающих сильные ветры вдоль подветренных склонов гор. Что же касается изменений температуры при фёне и подразделения его на „теплые" фёны и „холодные" фёны—бору, то здесь в последние годы происходила постепенная конвергенция точек зрения, сводящаяся к тому, что теплые и холодные фёны предствляют собой генетически одно и то же явление, а наблюдаемые изменения температуры связаны с двумя обстоятельствами: типом воздушной массы, переваливающей через горный хребет (теплая или холодная) и предшествующей погодой в пункте, испытывающем на себе воздействие фёна. Теп-

лые фёны, которые наблюдаются чаще всего в холодный сезон, приносят тепло в основном не вследствие того, что в них из-за динамического сжатия при опускании повышается температура воздуха, а вследствие того, что приземная пленка холодного воздуха вытесняется теплой воздушной массой, переваливающей через горный хребет. Здесь следует заметить, что резкое повышение температуры (на 10–15 °С) в течение дня может наблюдаться зимой и над равнинными районами при прохождении теплого фронта. Аналогично холодный фён (бора) наблюдается, как правило, на теплых побережьях (Черноморском, Средиземноморском и др.), когда массы холодного воздуха переваливают через прибрежные горные хребты. Естественно, что фён в прибрежной точке наблюдений воспринимается как холодный. Наличие таких холодных фёнов также свидетельствует о незначительности фактора динамического нагрева при нисходящем скольжении воздуха вдоль хребта.

Таким образом, механизм образования теплых и холодных фёнов является, по-видимому, существенно одинаковым и его можно рассматривать в едином контексте независимо от локальных изменений температуры, наблюдающихся в зоне действия фёна.

Как уже отмечалось выше, относительно механизма образования фёна в настоящее время не существует единого мнения. Мы изложим здесь несколько различных точек зрения на природу этого явления.

Их можно грубо разделить на два класса: (1) работы, объясняющие возникновение фёна гидравлическим эффектом, приводящим к образованию сверхкритического (быстрого) течения в сужающемся канале, и (2) работы, объясняющие возникновение фёна 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 его образовании нижний слой атмосферы бывает более устойчиво стратифицированным, чем вышележащий слой, а между ними имеется инверсионный слой, который располагается выше гребня препятствия.

Наличие инверсии является необходимым условием в гидравлических моделях фёна, поскольку здесь инверсионный слой трактуется как верхняя свободная поверхность, подобная поверхности в канале с водой. Схематическое изображение течений в соответствии с гидравлической теорией приведено на рис. 4.2.1.

Явление фёна объясняется исходя из известного в гидравлике понятия сверхкритического (быстрого) течения, которое возникает при числе Фруда $Fr > 1$. 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 потенциальной температуры в рассматриваемом слое, а Θ_0 — некоторое стандартное значение потенциальной температуры. Тогда число Фруда (см. гл. 1) можно представить в виде

$$Fr = \frac{V^2}{g\dfrac{\Delta\Theta}{\Theta_0}L}. \qquad (4.2.1)$$

Некоторые авторы используют

$$Fr^* = (Fr)^{1/2} = V/(g\frac{\Delta\Theta}{\Theta_0}L)^{1/2}. \qquad (4.2.2)$$

В (4.2.1) и (4.2.2) под L подразумевается

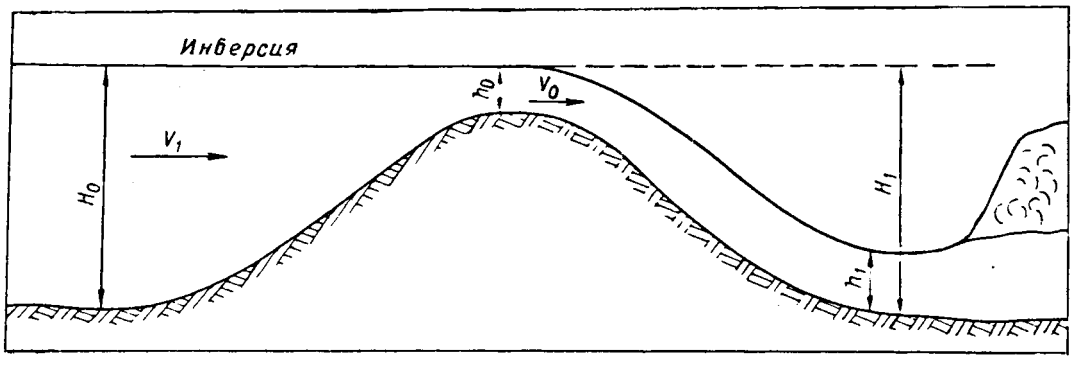


Рис. 4.2.1. Схематическое распределение воздушного потока и стратификации атмосферы при фёне в соответствии с гидравлической теорией его образования.

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. Область разрушения инверсии показана в виде факела.

глубина „канала", образуемого топографией и инверсионным слоем (H_0, h_0, h_1 и H_1 на рис. 4.2.1). Из формул (4.2.1), (4.2.2) и рис. 4.2.1 нетрудно увидеть, что критическая скорость над гребнем хребта (при одинаковой стратификации температуры) становиться 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 рис. 4.2.1, сечение канала с подветренной стороны препятствия остается узким (h_1), а поднятие и размывание инверсии происходит под действием турбулентного обмена дальше вниз по потоку. В этом случае вдоль наклонного узкого канала сила тяжести еще более ускоряет поток, в результате чего и образуется интенсивный фён.

Определенная слабость гидравлической теории состоит в том, что опускание инверсии („свободной границы") на подветренном склоне не является очевидным, 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. 4.2.1. Тогда глубина канала вниз по склону будет увеличиваться и сверхкритическое течение сменится на некотором расстоянии от гребня на докритическое.

По-видимому, гидравлическая теория фёна наиболее подходяща для объяснения механизма холодного фёна (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. 4.2.1 сплошной линией, и в узком канале между сечениями h_0 и h_1 создаются условия для сверхкритического потока.

Впервые объяснение фёна на основе законов гидравлики было сделано Кютнером (1939). Среди работ этого направления, выполненных в более поздние годы, отметим исследования Хаутона и Касахары (1968), Хаутона и Исааксона (1968), Аракавы (1968, 1969).

Волновое происхождение фёна было предложено в работе Скорера и Клифорта (1959). Хотя это исследование было посвящено образованию роторов с подветренной стороны горного хребта, в нем было показано, что ускорение ветра с подветренной стороны препятствия может явиться следствием образования подветренной волны большой амплитуры. Позднее Клемпом и Лилли (1975, 1978) было высказано предположение, что подветренные волны большой амплитуды, но небольшого горизонтального размера (с длиной волны менее 20 км) не подходят для объяснения причин образования фенов, по крайней мере в Скалистых горах США. Ими было выдвинуто предположение, что фёны 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 решений Клемпа и Лилли, имеет вид

$$|V(0)| = N_1 HA, \qquad (4.2.3)$$

где H — высота горы, а N_1 — частота Брента—Вяйсяля в нижнем слое атмосферы (см. гл. 1), ограниченном инверсионным слоем, расположенным выше гребня горного хребта (такой же подынверсионный слой, как и на рис. 4.2.1). Множитель A является функцией устойчивости и сдвига фазы волны в вышележащем слое атмосферы. Наиболее сильный ветер появляется при максимальном значении A, которое достигается, если фазы волны в подынверсионном, более устойчивом, и надынверсионном, менее устойчивом, слое воздуха отличаются на $\pi/2$.

В серии работ Кларка и Кларка и Пелтиера (см., например, Пелтиер и Кларк, 1979, 1983) точка зрения Клемпа и Лилли (1975) о происхождении фёна критиковалась и указывалось, что явление сильного ветра на наветренном склоне объясняется в основном отражением энергии при разрушении волн в стратосфере.

Таким образом, механизм (или механизмы) образования сильных фёновых потоков, возникающих при обтекании горного хребта, является еще не до конца понятым. Представляется, что между волновой и гидравлической теориями происхождения фёнов не существует особых противоречий, поскольку волновые процессы большой амплитуды могут способствовать образованию узких „каналов" в нижнем слое атмосферы и способствовать образованию гидравлического скачка и появлению сверхкритического течения вдоль подветренного склона.

Более подробно с теорией фёнов и библиографией по этому вопросу можно ознакомиться в книгах Гусева и Крошкина (1959), Аткинсона (1981), Пилке (1984).

Если при образовании интенсивных фёнов, связанных с переваливанием через горные хребты фронтальных разделов и воздушных масс, существенную роль играют как термодинамические, так и динамические процессы, то образование антициклонических фёнов определяется в основном чисто термодинамическими причинами. Антициклонические фёны, как уже отмечалось выше, образуются в холодное по-

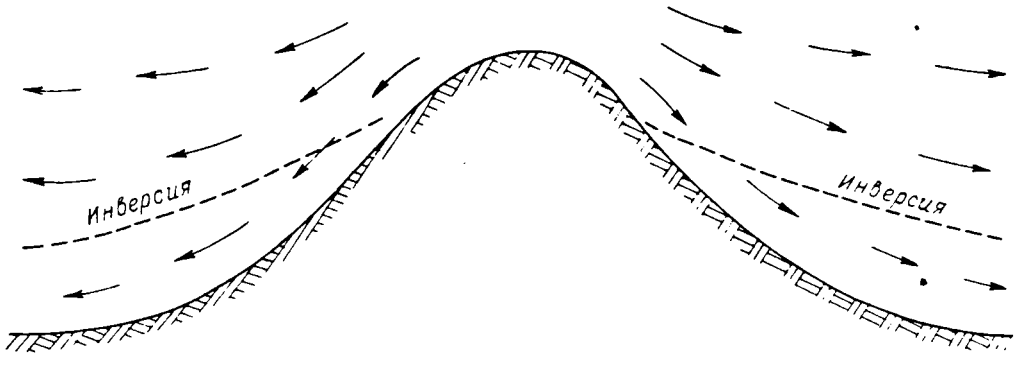


Рис. 4.2.2. Схематическое распределение воздушных потоков в антициклоническом фёне.

лугодие 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 „острова 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. 4.2.2.

4.2.3. Анализ и прогноз фёнов

Для анализа фёновых ситуаций целесообразно привлекать приземные и высотные карты, данные радиозондирований в окрестности гор, а также изображения облачного покрова со спутников.

Поскольку интенсивные фёны образуются при пересечении горного хребта фронтальными зонами и воздушными массами, необходимо оценить общую синоптическую обстановку в интересующем районе. В том случае, если горный хребет пересекает высотная фронтальная зона или к нему приближается атмосферный фронт, целесообразно произвести более детальный мезомасштабный анализ погоды, поскольку фён может стать „проблемой дня". Для этого нужно более внимательно проанализировать тенденции давления у поверхности Земли на приземных картах. Для фёна характерны две ситуации: (1) падение давления с наветренной стороны горного хребта и еще большее падение давления с подветренной его стороны; (2) рост давления с подветренной стороны гор и еще больший его рост с наветренной стороны.

Изменение давления первого типа характерно для приближения к горному хребту циклонического возмущения, когда в передней его 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 достаточной густоте наземной сети с наветренной стороны горного хребта можно обнаружить узкую область повышенного давления, так называемый фёновый нос — один из характерных признаков фёна, на который следует обратить внимание при анализе приземного давления.

Замечание. Для мезомасштабного анализа приземного давления целесообразно использовать лишь данные станций, расположенных в предгорьях, поскольку в результате приведения давления на высокогорных станциях к уровню моря могут возникнуть погрешности, искажающие истинную картину распределения давления. Анализ тенденций давления является в этом смысле более репрезентативным.

При наличии с наветренной стороны горного хребта пункта (пунктов) радиозондирований целесообразно произвести анализ кривой стратификации температуры и выяснить наличие температурной инверсии, ее мощность и высоту. Существование инверсионного слоя на высоте, превышающей высоту гребня хребта, является признаком фёновой ситуации.

Большую помощь в анализе фёнов могут оказать изображения со спутников в видимом и инфракрасном диапазонах. Характерным признаком фёна на снимках со спутника является наличие облачного покрова с наветренной стороны горного хребта и размывание его с подветренной. При интенсивном фёне на изображениях бывает хорошо видна резкая передняя граница облачного массива, почти совпадающая с линией гребня, так называемая фёновая стена.

Инфракрасные изображения со спутника, особенно при отсутствии данных радиозондирований, целесообразно использовать для ориентировочной оценки высоты инверсии, прини-

мая, 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, хотя и менее точно, положение инверсии относительно гребня горного хребта и получить представление о вероятности реализации фёна таким же образом, как и по данным радиозондирования.

Так как под действием фёна размывается прежде всего низкая облачность, то на изображениях со спутника с подветренной стороны могут сохраняться облака среднего и верхнего ярусов, находящиеся выше уровня гребня. Признаком фена могут быть волнистые формы этих облаков, т. к. фёновые ситуации часто сопровождаются образованием подветренных волн.

В том случае, если фён уже реализовался, прямым его признаком являются, естественно, 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 фёна целесообразно использовать изображения облачного покрова со спутников: зоне действия фёна на изображениях со спутников соответствует область максимального прояснения. По мере ослабления фёна с удалением от горного хребта количество облачности начинает увеличиваться. Точно так же на снимках со спутника часто бывает хорошо заметна боковая граница фёна. В этом случае характер облачности в потоке, обтекающем горный хребет сбоку, не претерпевает заметных изменений, в то время как в зоне действия фёна облачность или совсем размывается, или количество ее резко убывает. В результате вниз по потоку от края горного хребта образуется довольно резкая граница облачного покрова, указывающая область воздействия фёна.

Примеры анализа фёна с использованием обычных и спутниковых наблюдений приведены на рис. 4.2.3 и 4.2.4.

Фён над югом Скандинавского полуострова и прилегающей к нему акваторией Норвежского моря развился на западной периферии антициклона, простиравшегося от Скандинавии через Ботнический залив и Финляндию на север СССР. 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 СГВ нанесено на рис. 4.2.3. На снимке следует обратить внимание на распределение облачности вдоль побережья Норвегии. К югу от Скандинавии низкая облачность выносится восточным ветром из Северного моря, а с подветренной стороны от гор Скандинавии в Норвежском море образуется безоблачная полоса шириной 250–300 км, которая повторяет очертание береговой линии, особенно вдоль юга Скандинавского полуострова. Эта безоблачная полоса соответствует зоне действия фёна. Вследствие фёнового эффекта скорость ветра на прибрежных станциях усилилась до 10 м/с, в то время как на станциях, расположенных во внутренних районах Норвегии и Швеции, она не превышала 5 м/с.

На рис. 4.2.4 приведена ситуация, характерная для появления боры в районе г. Новороссийска. В центральной части снимка хорошо видно северное побережье Черного моря. На снимке следует обратить внимание на облачный массив А, который формируется над Азовским морем и вырывается в Черное море 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 нанесенных на снимок ветров у поверхности Земли видно, что к северу от Главного Кавказского хребта преобладал северо-восточный поток небольшой интенсивности. Локальное усиление ветра произошло в районе г. Новороссийска (к северу от точки В), где массы холодного воздуха переваливали через невысокий Мархотский хребет. Резкое усиление ветра происходило здесь лишь в нижнем слое атмосферы. На уровне 850 гПа отмечался слабый ветер противоположного направления (юго-западный ветер со скоростью 5 м/с). В более высоких слоях снова восстанавливался северо-восточный поток. Зона действия боры (безоблачные районы над Черным морем в районе В и с подветренной стороны Крымского полуострова) может быть идентифицирована по распределению облаков на снимке. Северное и северо-восточное направления ветра над Черным морем легко установить по ориентации облачных гряд и ячеек.

В приведенном примере скорость ветра резко возросла в Новороссийске (с 5 до 15 м/с) в 3 ч СГВ 27 ноября. В момент фотографирования бора еще не достигла максимальной интенсивности. Скорость ветра 20 м/с отмечалась начиная с 12 ч СГВ 27 ноября до 0 ч СГВ 28 ноября. К 3 ч СГВ 28 ноября скорость ветра упала до 7 м/с. Таким образом, бора длилась почти сутки, хотя по своей интенсивности была умеренной.

Для анализа антициклонических фёнов также целесообразно использовать комплекс обычных и спутниковых данных.

По обычным данным устанавливается общее синоптическое положение. В случае мало-

Рис. 4.2.3. Распределение облачности при фене в районе Скандинавии. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1500", 19 марта 1985 г., 13 ч 30 мин СГВ.

Рис. 4.2.4. Распределение облачности при образовании боры в районе г. Новороссийска. Снимок в видимом участке спектра „Метеор", 27 ноября 1986 г., 9 ч 30 мин СГВ.

подвижной области высокого давления над горным районом, проводится более детальный мезомасштабный анализ в интересующем районе. Здесь прежде всего 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, это является признаком антициклонического фёна, не достигающего поверхности Земли. При наличии в зоне низких облаков (и, возможно, туманов) данных радиозондирований целесообразно оценить по кривым стратификации высоту и мощность температурной инверсии, чтобы получить представление об интенсивности фёна.

Примеры анализа антициклонического фёна приведены на рис. 4.2.5 и 4.2.6.

На рис. 4.2.5 хорошо видны покрытые снегом и свободные от облаков основные горные хребты Альп. В этот день над Альпами находилась область высокого давления. Центр антициклона находился в точке В, а от него, точно вдоль горного хребта на запад, простирался гребень высокого давления. На снимок нанесено несколько данных о ветре у поверхности Земли, указывающих на то, что слабый воздушный поток был направлен от гор к равнине. В результате фёнового скольжения воздуха на западе вдоль северных предгорий Альп образовался инверсионный слой, под которым возникли туманы и низкие слоистые облака. При внимательном рассмотрении снимка можно заметить, что в более высоких предгорьях туманы занимают только долины, где фён не достигает поверхности Земли.

На рис. 4.2.6 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 фотографирования над районом Гималаев располагалась область повышенного давления и вдоль их южных склонов образовался антициклонический фён, который в более высокой части гор достигал поверхности Земли. В предгорных районах, находящихся на высоте менее 2 км над уровнем моря, фён не достигал поверхности Земли и под ним образовался инверсионный слой, ниже которого возникла зона слоистых облаков и туманов.

Количественное прогнозирование интенсивности фёна представляет значительные трудности даже при использовании в этих целях полных мезомасштабных моделей, поскольку интенсивность явления крайне чувствительна к деталям вертикального распределения метеорологических величин, которые в горной местности бывают неизвестны. Тем более это трудно сделать путем выполнения сравнительно простых расчетов, основываясь лишь на крупномасштабных характеристиках полей, имеющихся на синоптических и высотных картах, и качественной мезомасштабной информации, имеющейся на снимках облачности со спутников.

Вторым обстоятельством, затрудняющим прогнозирование фёна, является то, что довольно часто он наступает внезапно. Прогнозирование таких „фёновых бурь" еще более затруднено, хотя с практической точки зрения было бы наиболее полезным.

Учитывая ограниченные возможности современного информационного обеспечения и методов прогноза, в настоящее время целесообразнее говорить скорее о прогнозировании фёновой ситуации, нежели о прогнозировании точного времени наступления фёна и его интенсивности.

Поскольку характеристики фёна тесно связаны с конкретным физико-географическим районом, наиболее плодотворной будет, по-видимому, разработка локальных методик прогнозирования этого явления на основе климатологических данных, устанавливающих связь между фёном в конкретном районе и характеристиками потока, доступными из существующих наблюдений. Примером такого рода подхода к прогнозированию чинука в Скалистых горах, шт. Колорадо, США, является работа Сэнгстера (1977), в которой используются параметры, полученные из линейной теории фёна Клемпа и Лилли (1975).

Простой способ оценки возможности образования фёна, базирующийся на гидравлической теории его образования, был предложен Мэнинсом и Соуфордом (1982), которые использовали данные наблюдений в небольшой долине на юго-востоке Австралии. В качестве критерия для образования фёна этими авторами взято число Фруда, представленное в виде

$$Fr = V\left(h^2 g \frac{\partial\Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0}\right)^{-1/2}, \qquad (4.2.4)$$

где V — скорость воздушного потока, перпендикулярного к горному хребту высотой h, на

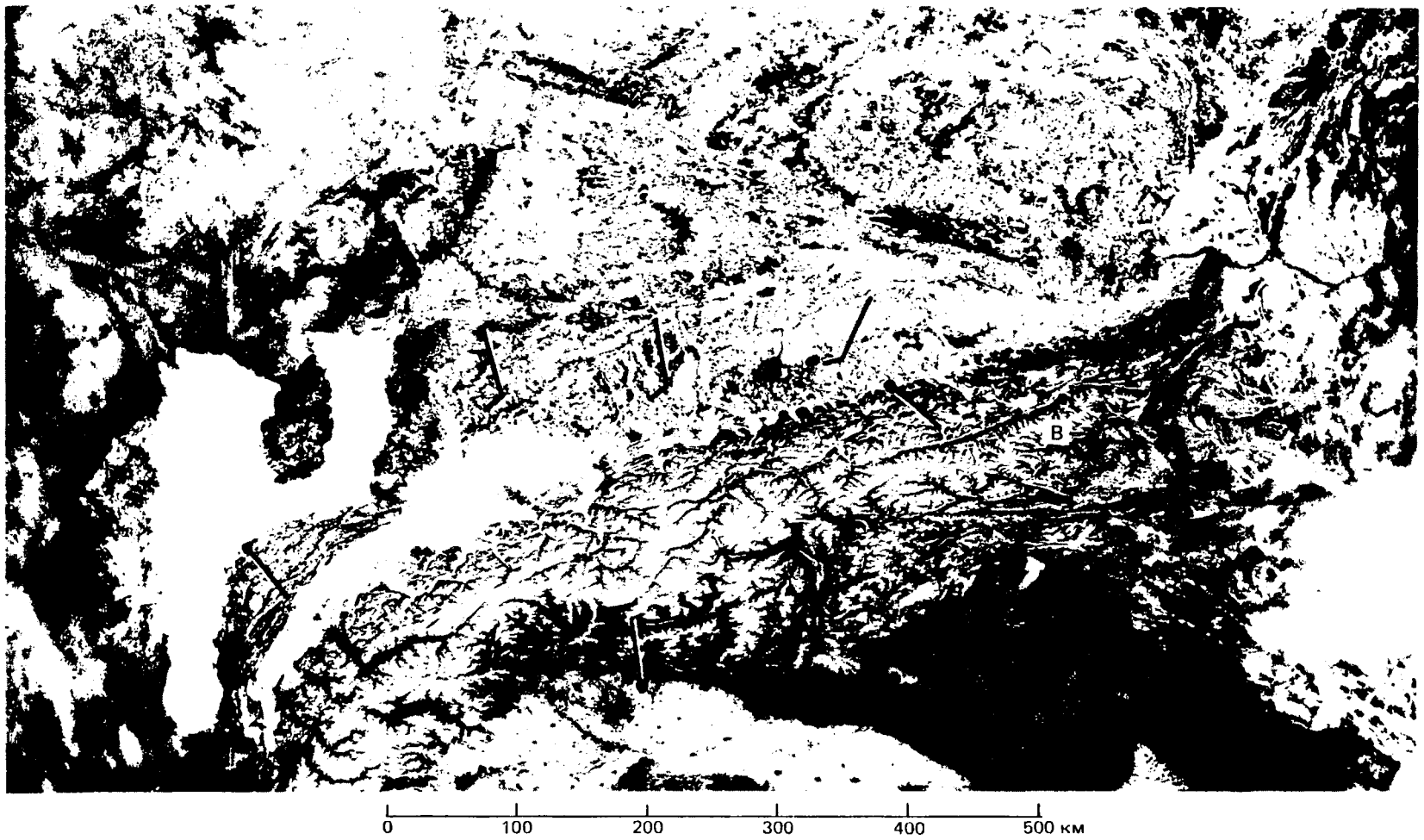


Рис. 4.2.5. Распределение низкой облачности и тумана в предгорьях Альп при антициклоническом фёне. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1869" 1 февраля 1987 г., 11 ч СГВ.

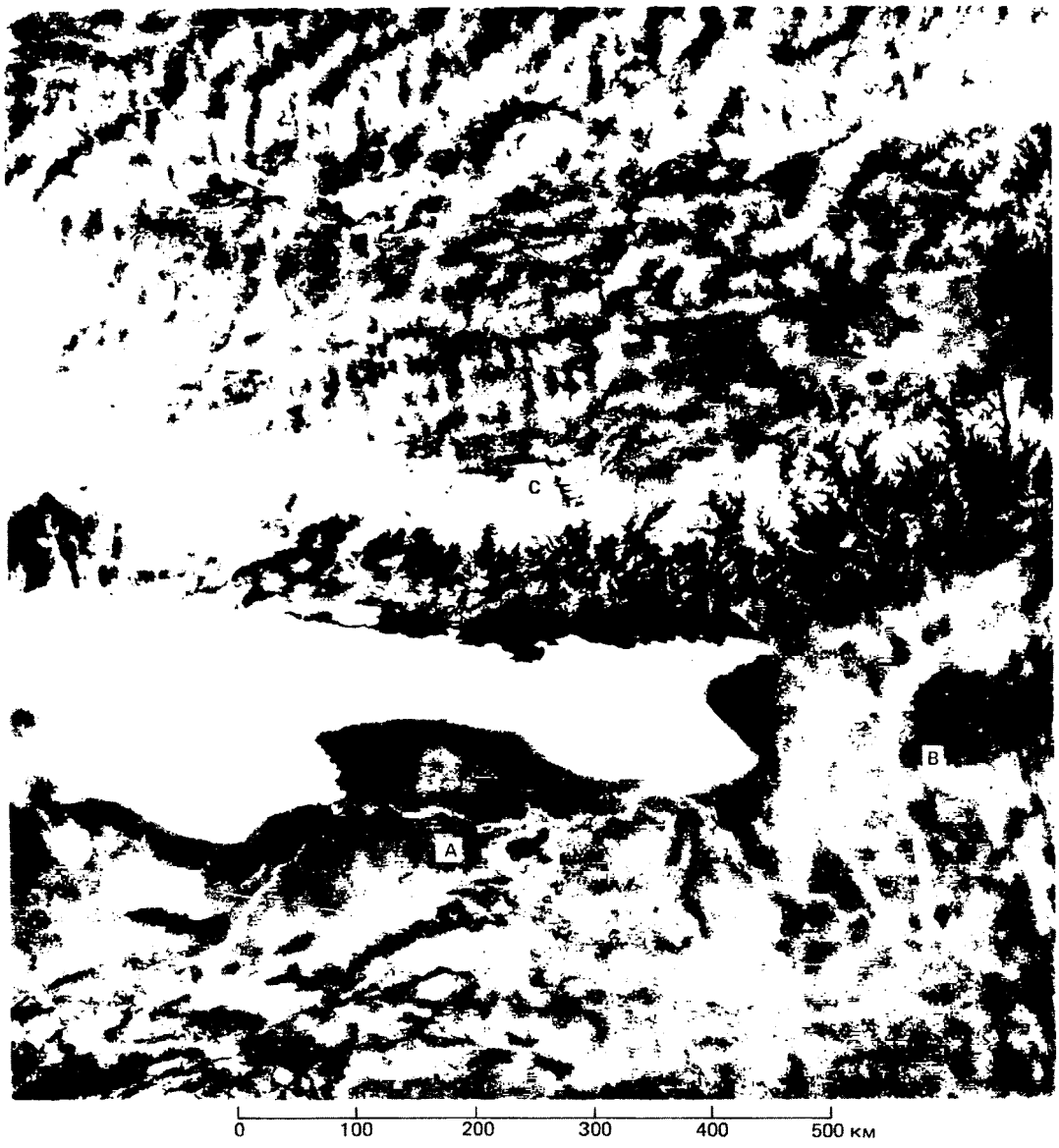


Рис. 4.2.6. Распределение низкой облачности и тумана в южных предгорьях Гималаев при антициклоническом фёне. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1689", 2 января 1986 г., 4 ч 10 мин СГВ.

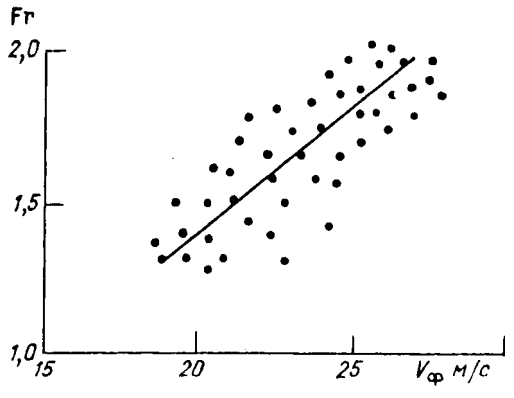


Рис. 4.2.7. Пример построения эмпирического графикика для оценки скорости ветра при фёне.

уровне выше h; $\partial\Theta/\partial z$ — градиент потенциальной температуры с наветренной стороны препятствия в слое h от подошвы горного хребта до его гребня; Θ_0 — потенциальная температура на нижнем уровне. Авторами получено, что при $Fr > 1{,}6$ в долине наблюдается фён. Лионсом и Стедманом (1981) для неглубокой долины в Западной Австралии найдено критическое значение $Fr = 1{,}5$.

Формулу (4.2.4) или аналогичную ей формулу с использованием в качестве h слоя от подошвы горы до нижней границы температурной инверсии можно рекомендовать для построения эмпирических графиков, подобных приведенному на рис. 4.2.7. Для вычисления числа Fr при построении такого графика следует брать значения входящих в него параметров на сечении, близком к подошве горного хребта. Оценку ветра при фёне с подветренной стороны $V_ф$ следует производить по данным метеорологической станции, на которой наиболее часто наблюдается фён, или по группе репрезентативных станций, если таковые имеются.

Замечание. Рисунок 4.2.7 является примером построения графика для местных условий. Им нельзя пользоваться для оценок фёна.

Еще более простой способ оценки фёновой ситуации, не требующий статистической обработки данных, состоит в использовании теоретического перехода к „быстрому" сверхкритическому течению при Fr или $Fr^* > 1$. Тогда из (4.2.4) имеем, что фен может образоваться при условии

$$V > h\left(g \frac{\partial\Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0}\right)^{1/2}, \qquad (4.2.5)$$

где все переменные имеют тот же смысл, что и в (4.2.4). Номограмма для оценки

$$V_{кр} = h\left(g \frac{\partial\Theta}{\partial z} \frac{1}{\Theta_0}\right)^{1/2} \qquad (4.2.6)$$

представлена на рис. 4.2.8. Для простоты пользования ею по оси абсцисс откладываются значения градиента $\gamma = -\partial T/\partial z$.

Можно рекомендовать следующую общую структуру прогнозирования фёна.

1. Путем проведения описанного выше анализа устанавливается наличие фёна или ситуации, предвещающей возможность его образования. При наличии последовательных изображений облачного покрова с геостационарных спутников дополнительно анализируется эволюция облачного покрова в районе гор в последние 12–6 ч. Особое внимание обращается на приближение к горному хребту фронтальной облачной системы и на эволюцию высоты ее верхней границы. Увеличение плотности облаков с наветренной стороны гор и повышение верхней границы облачности до уровня гребня и выше является признаком возможного образования фёна.

2. При появлении признаков интенсивного перетекания воздуха через горный хребет (высокие скорости ветра выше гребня гор, уплотнение облачности с наветренной стороны, наличие инверсии температуры выше гребня гор) производится расчет числа Fr по формуле (4.2.4), оценка возможности появления фёна по графику типа 4.2.7 или 4.2.8 и дается сверхкраткосрочный прогноз фёна.

3. При прогнозировании с большой заблаговременностью (12–24 ч) по имеющимся прогностическим материалам рассчитывается время подхода к горной системе фронтальной зоны, для расчета числа используются данные о температуре и ветре в этой зоне (без учета их возможной эволюции) и на основе оценок по графику типа 4.2.7 или 4.2.8 дается прогноз

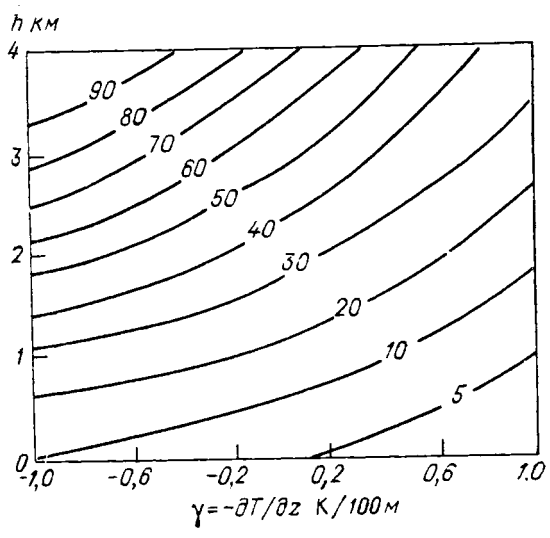


Рис. 4.2.8. Номограмма для оценки критической скорости $V_{кр}$ (м/с) по известным значениям высоты горного хребта h и градиента температуры в слое h.

возможности возникновения фёна.

4.3. Подветренные волны

Как уже отмечалось выше, в процессе обтекания воздушным потоком горных препятствий рождаются атмосферные возмущения различных масштабов. Размеры возникающих возмущений зависят как от размеров препятствий, так и от структуры набегающего потока. Размеры одних возмущений определяются размерами препятствий, а размеры других — состоянием набегающего воздушного потока.

Волновые движения в атмосфере, возникающие в результате возмущающего воздействия рельефа, можно подразделить на две группы: горные волны и подветренные волны. Горные волны образуются непосредственно над препятствием и имеют горизонтальные размеры, соизмеримые с размерами самого препятствия. Такие волны могут быть крупномасштабными и здесь рассматриваться не будут. Подветренные волны, которые также возбуждаются препятствием, но определяются в основном свойствами набегающего потока, являются мезомасштабными возмущениями. Они наблюдаются не только вблизи горных хребтов, но и на достаточном удалении от них вниз по потоку. Именно такого рода мезомасштабные возмущения и будут рассмотрены в настоящем параграфе. Экспериментальному и теоретическому изучению подветренных волн посвящено значительное количество работ, с обзорами которых можно познакомиться в монографиях Алака (1960), Мусаеляна (1962), Николса (1973), Аткинсона (1981) и Пилке (1984).

Не вдаваясь в детальное изложение отдельных работ, мы рассмотрим в этом параграфе общую характеристику явления, механизм образования подветренных волн и подходы к их анализу и прогнозу.

4.3.1. Общая характеристика явления

Явление подветренных волн состоит в том, что в результате возмущающего воздействия препятствия с его подветренной стороны движения приобретают волновой характер. В общем случае волны имеют трехмерную структуру, однако детали плановой формы волн в значительной мере зависят от геометрии препятствия, обтекаемого воздушным потоком. Различные типы подветренных волн, наиболее типичные для атмосферы, представлены схематически на рис. 4.3.1, заимствованном из работы Амбрози и др. (1973).

Рисунок 4.3.1 *а* иллюстрирует расположение волнистых облаков при обтекании бесконечно длинного препятствия. Данный тип волн является наиболее распространенным и наиболее полно изученным. Волновые движения в этом

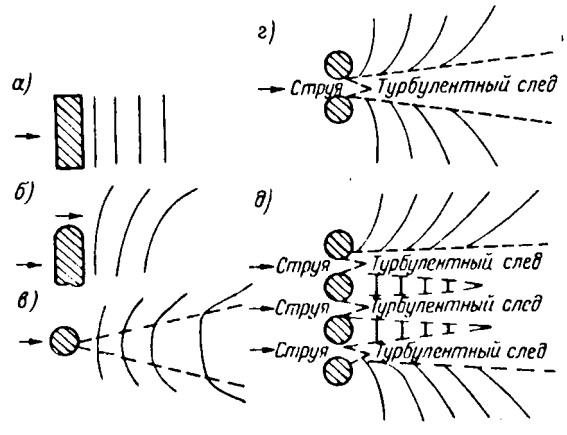


Рис. 4.3.1. Схематическое расположение подветренных волн за одним, двумя или несколькими изолированными препятствиями. Стрелками указано направление невозмущенного потока с наветренной стороны препятствий.

случае носят более простой квазидвумерный характер. В тех случаях, когда в гребнях волн образуется облачность, а в ложбинах волн опускающийся воздух удаляется от насыщения, подветренные волны становятся заметными в поле облачности и легко идентифицируются на снимках облачности со спутника. Изображения облачности со спутника являются в настоящее время основным источником информации о подветренных волнах. С помощью этих снимков можно получить достаточно полное представление о горизонтальной структуре и распространении подветренных волн.

Пример квазидвумерных волн типа указанных на рис. 4.3.1 *а* приведен на рис. 4.3.2. В верхней правой части рисунка хорошо заметны очертания Ботнического залива, частично 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 этого хребта хорошо видна на рис. 4.2.3, где Скандинавский полуостров свободен от облаков. Средняя длина волны в районе А равна 12 км, а в районе В — 6 км.

Анализ приземных и высотных карт в 12 ч СГВ показал, что в момент получения изображения во всей толще тропосферы в рассматриваемом районе наблюдался северо-западный поток, направленный практически по нормали к горному хребту, доминирующие вершины которого к западу от точки А достигают 1,7—1,9 км, а к западу от точки В понижаются до 1 км. В левой части снимка друг над другом нанесены данные о ветре у поверхности Земли,

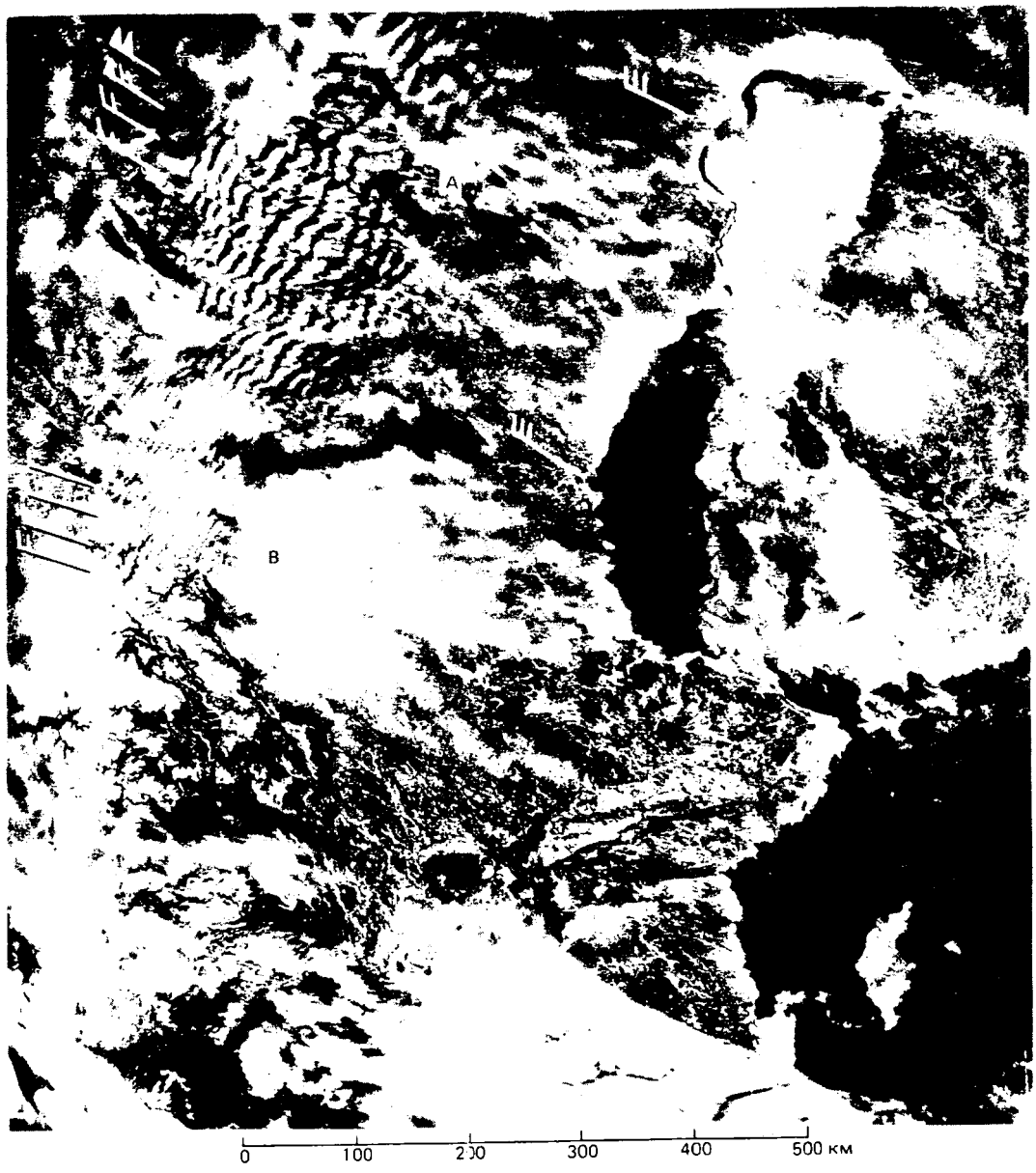


Рис. 4.3.2. Подветренные волны над Скандинавским полуостровом. Снимок в видимом участке спектра. „Метеор", 1 февраля 1987 г., 11 ч 10 мин СГВ. В.

850, 700 и 500 гПа на двух станциях, расположенных с наветренной стороны от гор на побережье Норвегии. К западу от Ботнического залива нанесены данные о ветре на уровне 700 гПа, с тем чтобы можно было иметь общее представление о воздушном потоке. Из рисунка видно, что волнистые облака ориентируются по нормали к воздушному потоку, направление которого практически не меняется с высотой. Другой пример подветренных волн со средней длиной 17 км можно найти на рис. 4.1.2. Волнистая структура облаков прослеживается там на расстоянии до 300 км от горного хребта.

Основные фактические данные о структуре подветренных волн были получены в результате проведения ряда полевых экспериментов, а также в результате совместного анализа снимков облачности со спутников и аэрологических измерений. Они относятся в основном к квазидвумерным волнам (см. рис. 4.3.1 *а* и рис. 4.3.2). Достаточно полной глобальной климатологии подветренных волн не существует, однако снимки облачности со спутников указывают на то, что они часто возникают в различных районах земного шара и возбуждаются не только крупными горными хребтами, но и сравнительно невысокими возвышенностями.

Индивидуальные волны описываются обычно в членах длины волны и ее амплитуды. Длины подветренных волн, наблюдаемых в атмосфере, изменяются в пределах от 2 до 70 км, но чаще образуются волны длиной от 5 до 20 км. Число следующих друг за другом подветренных волн может достигать 20–30, распространяться они могут 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. В ряде полевых экспериментов отмечалось, что в целом имеется тенденция к росту длины волны с увеличением высоты, на которой они образуются.

Амплитуда волны, измеряемая вертикальным расстоянием между гребнем и ложбиной волны, связана с длиной волны. Хотя корреляция не очень тесная, но имеется тенденция к увеличению амплитуды волны с ростом ее горизонтального размера. Наблюдавшиеся амплитуды изменялись в пределах от нескольких сотен метров до 2 км. Наиболее часто амплитуды подветренных волн изменяются в пределах от 300 до 500 м. Сводку данных по амплитудам и длинам волн, наблюдавшимся разными авторами, можно найти в книге Аткинсона (1981).

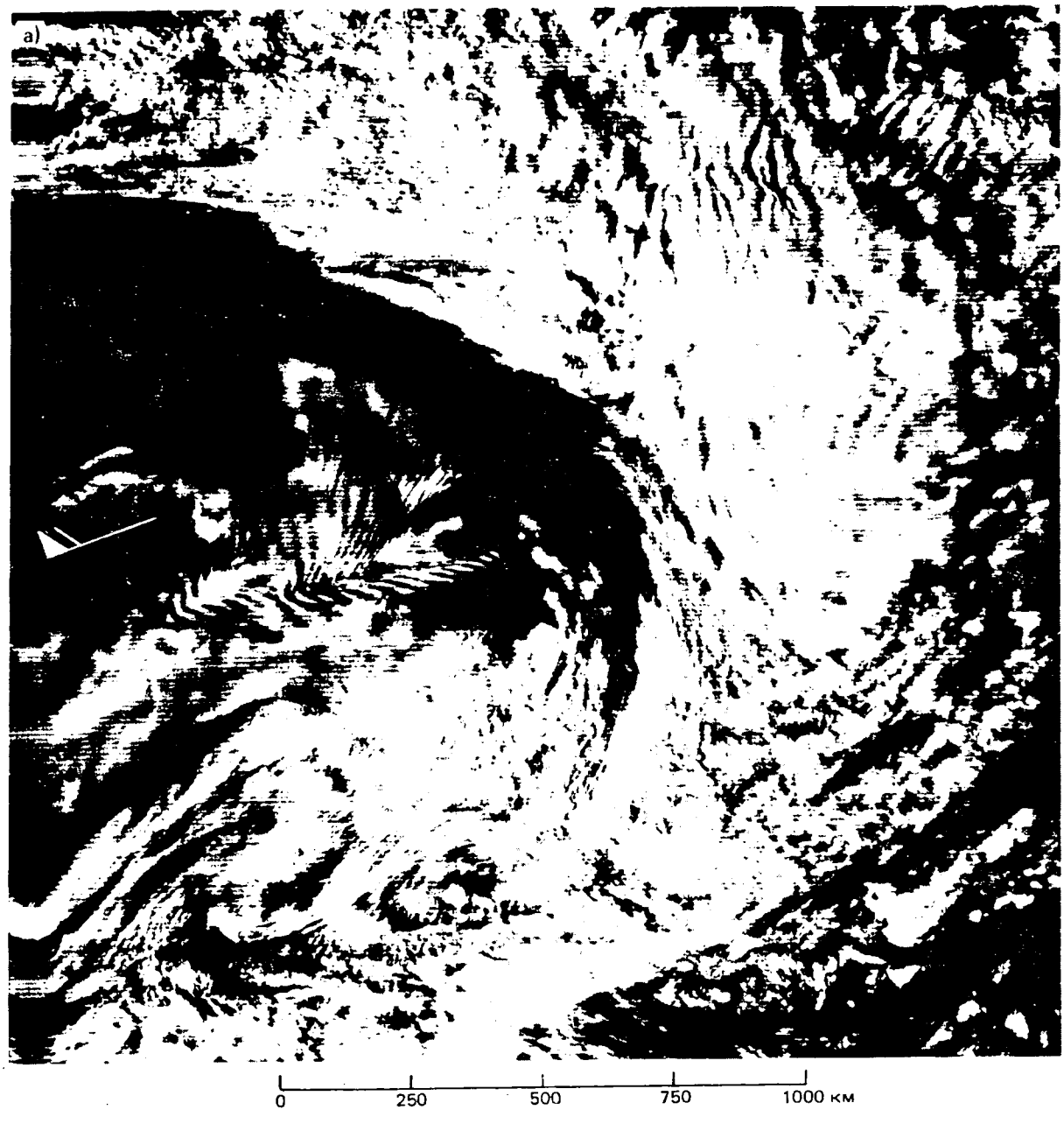
Вертикальные скорости в подветренных волнах, естественно, связаны с их амплитудой. Обычно они составляют 2–6 м/с, но отмечались скорости и более 10 м/с.

Изучение подветренных волн показало, что появление их в атмосфере (конечно, при наличии препятствия) обусловлено двумя основными факторами: скоростью ветра и стратификацией атмосферы. Обычно 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 должен быть почти перпендикулярным к горному хребту и плоскопараллельным в значительном по толщине слое. При повороте ветра с высотой подветренные волны не наблюдаются.

Волны типа указанного на рис. 4.3.1 *б* возникают обычно на периферии горного хребта, когда помимо перетекания воздуха через хребет имеет место обтекание его сбоку.

Если препятствие имеет примерно одинаковые размеры как в направлении воздушного потока, так и по нормали к нему (рис. 4.3.1 *в*), то под действием перетекания и бокового обтекания с обеих сторон волны приобретают в плане форму подков. Такая конфигурация наиболее хорошо выражена в тех случаях, когда горизонтальный размер препятствия соизмерим с длиной подветренной волны или несколько больше (5–50 км). Примеры такого рода волн, проявляющихся в распределении облаков, приведены на рис. 4.3.3. Расположение облаков на этих снимках сходно с расположением волн, возникающих за движущимся судном и именуемых в гидродинамике корабельными волнами.

В том случае, когда воздушный поток обтекает два или несколько изолированных препятствий, находящихся недалеко друг от друга, волны с их подветренной стороны располагаются так, как то указано на рис. 4.3.1 *г* и *д*. Этот тип волн наблюдается наиболее часто при обтекании группы островов. Пример такого рода волновых систем приведен на рис. 4.3.4. 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 острова к западу от 170° з.д. Господствующие вершины на восточных островах достигают высоты 2–2,8 км. Высота западных островов не превышает 1,8 км. В момент фотографирования со спутника над Алеутскими островами в нижней части тропосферы преобладали северные ветры в тылу циклона, центр которого располагался на Аляскинским заливом. Неко-



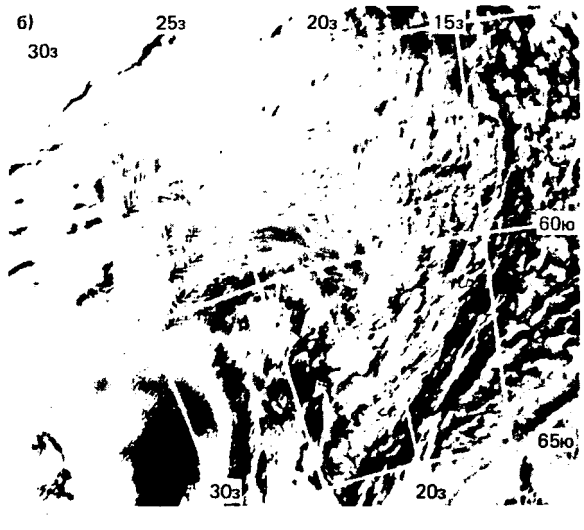


Рис. 4.3.3. Волнистые облака с подветренной стороны островов.

а) о-ва Принс-Эдуард в Индийском океане. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 3 января 1983 г., 9 ч 36 мин СГВ. На снимок нанесены данные о ветре на уровне 500 гПа; *б*) Южные Сандвичевы острова в Атлантическом океане. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 4 апреля 1982 г., 16 ч 10 мин СГВ.

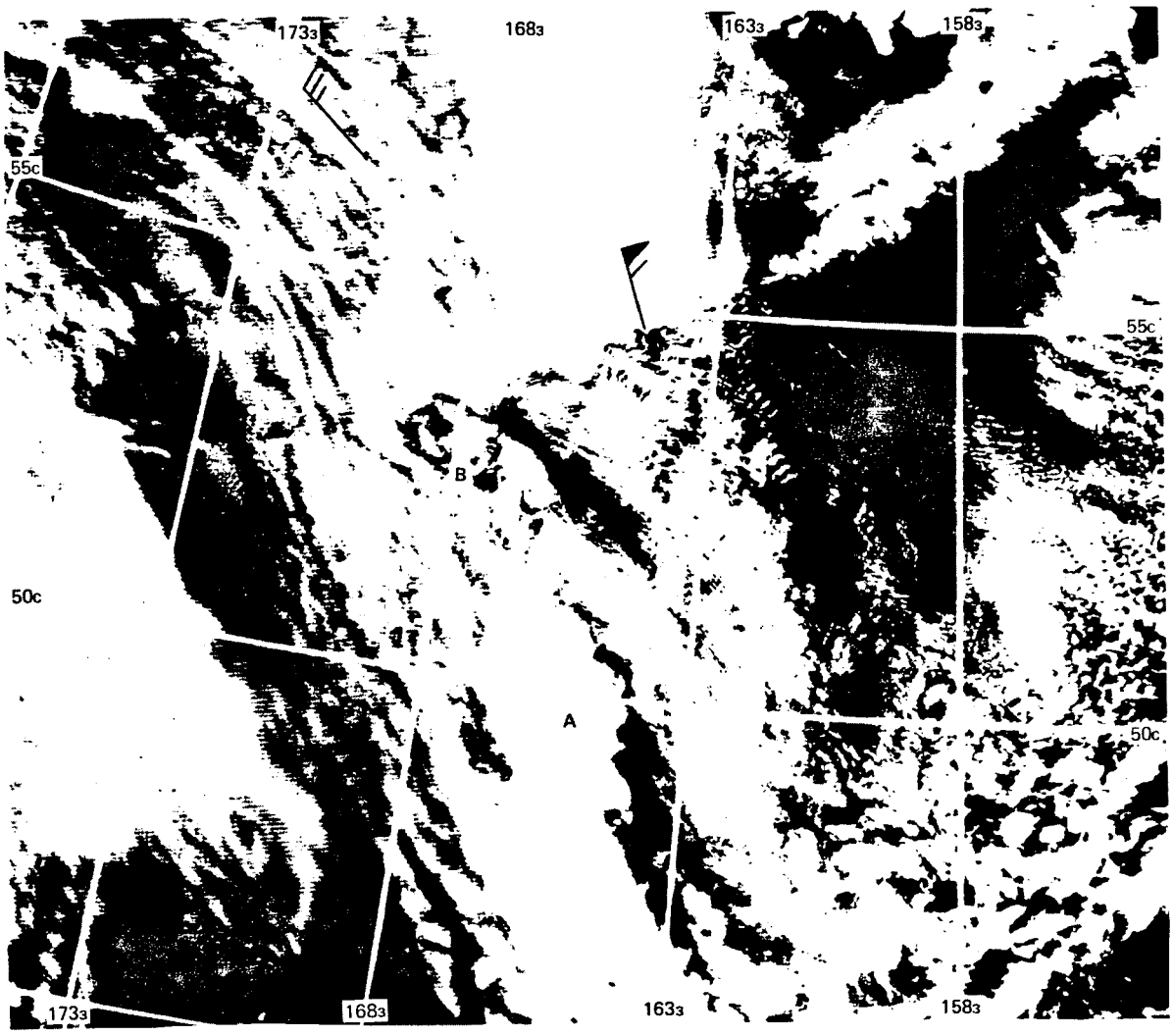


Рис. 4.3.4. Волнистые облака с подветренной стороны Алеутских островов. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 21 апреля 1982 г., 1 ч 30 мин.

торые данные о ветре на уровне 700 гПа в 0 ч СГВ нанесены на снимок. Следует обратить внимание на то, как массив сплошной слоистообразной облачности к северу от Алеутских островов, особенно в восточной части, резко нарушается с подветренной (южной) стороны островов. 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 АВ 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. Характерными чертами подобного обтекания являются усиление ветра в канале между препятствиями и турбулентный след, образующийся вниз по потоку от канала между препятствиями.

Так же как и в случае образования классических квазидвумерных волн, для образования волн типов указанных на рис. 4.3.1 *б–д* 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. Это так называемые роторы – системы замкнутой циркуляции с горизонтальной осью. Расположение ротора с подветренной стороны горного хребта показано схематически на рис. 4.3.5.

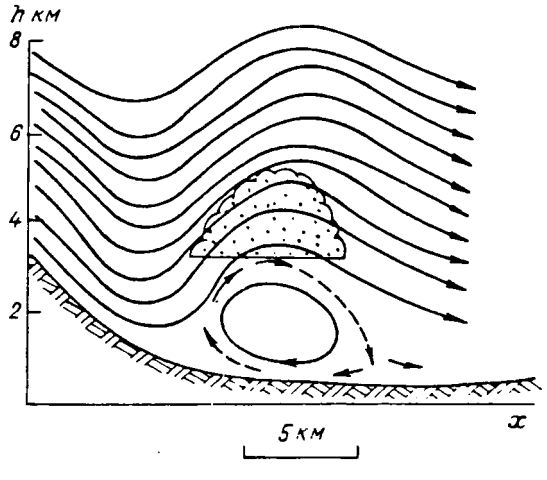


Рис. 4.3.5. Схема течений с подветренной стороны горного хребта при образовании ротора. Область образования роторного облака затенена.

Появление роторов обусловлено двумя основными факторами: профилем подветренного склона гор и скоростью ветра. Роторы чаще образуются с подветренной стороны гор, имеющих большую крутизну склонов. Скорость ветра на уровне гребня при образовании роторов, как правило, 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 атмосфера с подветренной стороны препятствия является сильно турбулентной.

4.3.2. 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 его возбуждающего воздействия, начинает опускать частицы воздуха вниз до уровня, соответствующего их первоначальному состоянию. Однако вследствие инерции частицы „проскакивают" этот уровень, опускаются ниже его и приобретают отрицательную плавучесть, которая снова выталкивает их вверх. Таким образом, колебательный процесс повторяется несколько (или несколько десятков) раз, пока силы вязкости не приведут к затуханию этого механически возбужденного гравитационного колебания. Поскольку совершающие вертикальные колебания частицы воздуха переносятся одновременно горизонтальным крупномасштабным потоком, результирующее их движение в вертикальной плоскости приобретает волновой характер.

Природа гравитационных колебаний в атмосфере исследовалась Брентом (1927), который показал, что период простых вертикальных колебаний воздушных частиц в атмосфере есть

$$T = \frac{2\pi}{\left(\frac{g}{\Theta}\,\frac{\partial\Theta}{\partial z}\right)^{1/2}}, \qquad (4.3.1)$$

где знаменатель представляет собой так называемую частоту Брента–Вяйсяля (см. гл. 1). Нетрудно заметить, что 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

$$\lambda = 2\pi V/N. \qquad (4.3.2)$$

При V = 20 м/с и типичных для атмосферы значениях $\partial\Theta/\partial z = 0{,}004$ К/м, $\Theta = 300$ К $\lambda \approx$ ≈ 12 км. Уравнения (4.3.1) и (4.3.2) характеризуют собственные частоты и длины волн гравитационных колебаний в атмосфере, которые зависят лишь от характера атмосферной стратификации и скорости воздушного потока. Из этих 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 непосредственного отношения к образованию подветренных волн, поскольку неровности рельефа играют в этом случае лишь роль возбудителя, а ответная реакция атмосферы на возбуждение определяется целиком ее собственным состоянием. Если это состояние благоприятно для образования гравитационных колебаний, подветренные волны образуются, если неблагоприятно, вызванное рельефом возмущение не приведет к образованию подветренных волн.

Не останавливаясь подробно на многочисленных работах по теории подветренных волн, отметим, что в первых аналитических решениях Дородницына (1938), Лира (1940), Кенея (1941) для случая обтекания препятствия однородным по вертикали потоком была получена зависимость процесса волнообразования с подветренной стороны препятствия от параметра

$$D^2 = N^2/V^2. \qquad (4.3.3)$$

Этот параметр (именуемый в советской литературе параметром Дородницына) представляет собой квадрат волнового числа по отношению к длине волны λ в (4.3.2).

Линейная теория для периодических в горизонтальной плоскости движений при условии постоянства по высоте параметра D^2 при и отсутствии силы Кориолиса приводит в этом случае к дифференциальному уравнению типа

$$\frac{d^2w}{dz^2} + (D^2 - k^2)w = 0, \qquad (4.3.4)$$

где k^2 – волновое число в направлении воздушного потока, а w – вертикальная скорость. Решение этого уравнения существенно зависит от знака коэффициента при втором члене (4.3.4). Если этот коэффициент положительный, то корни характеристического уравнения будут мнимые и решение будет описывать волновой процесс. Если же этот коэффициент отрицательный, то корни характеристического уравнения будут действительными, решение уравнения станет экспоненциальным и волновой процесс будет отсутствовать. Иными словами, в этом случае поток, возбужденный препятствием, быстро затухает с высотой и подветренных волн не образуется. Из (4.3.4) 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 лишь в условиях устойчиво стратифицированной атмосферы ($D > 0$) при достижении этим параметром определенного значения, зависящего от длины волны возмущения.

В более поздних работах Скорера (1949) и других авторов был учтен дополнительно эффект инерционных сил и переменности состояния атмосферы по высоте. Уравнение (4.3.4) при учете инерционных сил приобретает вид

$$\frac{d^2w}{dz^2} + (l^2 - k^2)w = 0, \qquad (4.3.5)$$

где

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

является обобщением параметра D^2 и называется в литературе 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 ($\partial^2 V/\partial z^2 < 0$).

Линейная теория предсказывает, что длина подветренной волны в вертикальном направлении есть

$$\lambda_z = 2\pi/l \qquad (4.3.6)$$

Кроме этого, из линейного анализа 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.

Влияние горизонтального размера препятствия на амплитуду подветренных волн рассмотрено в работе Корби и Уоллингтона (1956). Ими был получен вывод, что 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. Так как длина волны $\lambda = 2\pi k^{-1}$, то соотношение между b и k можно представить в членах длины волны $\lambda/2b = \pi$. Таким образом, максимальную амп-

литуду 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 зато качественно правильно указывает на предпочтительный горизонтальный масштаб волн, образующихся за препятствием данной ширины.

Трехмерные подветренные волны, возбужденные изолированным препятствием, исследовались сначала аналитически (см., например, Скорер и Уилкинсон, 1956; Вюртель, 1957), а затем и численно (см., например, Сойер, 1962; Пекелис, 1969, 1971) с постепенным увеличением общности задания характеристик набегающего на препятствие потока. Более подробно с работами, выполненными в 60-е годы, можно ознакомиться в обзоре, подготовленном Николсом (1973), а с работами более позднего периода — в книгах Аткинсона (1981) и Пилке (1984). Мы остановимся здесь лишь на тех выводах, вытекающих из аналитических и численных решений для трехмерных волн, которые могут быть полезны при синоптическом мезомасштабном анализе, особенно при интерпретации в этих целях снимков облачного покрова с метеорологических спутников

При рассмотрении простейшей однослойной задачи обтекания изолированного препятствия Вюртель (1957) получил, что подветренные волны приобретают в этом случае подковообразную форму. В работе Скорера и Уилкинсона (1956), где решалась двухслойная задача для плоскопараллельного потока, волны ориентировались под углом 15–25° по отношению к набегающему потоку. Возникающие волны ограничивались клинообразной зоной, появляющейся с подветренной стороны изолированного препятствия. Несколько позже подветренные волны в форме корабельных волн были смоделированы Курбаткиным (1959).

Наиболее полные результаты были получены Пекелисом (1969, 1971), рассмотревшим трехмерную задачу обтекания в условиях реального распределения температуры и ветра с высотой. Пекелис провел численный эксперимент по обтеканию о-вов Принс-Эдуард (1200 м) в Индийском океане, с подветренной стороны которых очень часто наблюдаются трехмерные подветренные волны. Численные эксперименты с одними и теми же параметрами состояния атмосферы проводились с двумя вариантами задания орографии: (1) единочное препятствие и (2) два препятствия, отстоящие на небольшом расстоянии друг от друга (см. рис. 4.3.1 *в* и 4.3.1 *г* соответственно).

Расчеты показали, что при одних и тех же метеорологических условиях конфигурация подветренных волн существенно зависит от количества препятствий. В случае одного препятствия с подветренной стороны возникали периодические вертикальные движения, амплитуда которых вдоль линии кильватера была меньше, чем по периферии. Вертикальные движения имели в плане подковообразную форму, аналогичную получавшейся ранее другими авторами. В случае двух препятствий в центральной части образовывался турбулентный след, в котором волны не возникали. Волновые движения возникали лишь на периферии подобно тому, как это показано на рис. 4.3.1 *г*.

Результаты этих и других экспериментов по численному и аналитическому моделированию трехмерных подветренных волн, полезные с точки зрения их качественного использования в анализе погоды, 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, причем длина волны и ее 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. Волновые движения в периферийных частях конуса имеют те же характеристики, что и при обтекании одного препятствия.

4.3.3. Анализ и прогноз подветренных волн

Мезомасштабные подветренные волны, имеющие горизонтальные размеры от нескольких километров до 20–30 км, сами по себе не представляют опасности для летательных аппаратов, поскольку их длина намного больше длины самолета и вертолета, хотя в случае подветренных волн большой амплитуды большие значения восходящих и нисходящих скоростей (до 10–15 м/с) могут оказывать воздействие на легкие самолеты. Кроме этого, средствами обычного анализа в ситуациях с горными волнами трудно бывает оценить наличие или отсутствие роторов, с которыми ассоциируются зоны интенсивной турбулентности. В этой связи анализ и прогноз подветренных волн представляет практический интерес, особенно при обслуживании легкой авиации в горной местности.

Основными средствами анализа мезомасштабных подветренных волн в настоящее время являются спутниковые и обычные метеорологические наблюдения. В перспективе эффективным средством наблюдений за горными волнами может стать доплеровская техника.

Непосредственные сведения о существова-

нии в данном районе подветренных волн можно получить по изображениям облачного покрова со спутников в тех случаях, когда в гребнях волн образуются облака. Естественно, что подветренные волны могут образовываться и в ясном небе, поэтому со спутников их можно обнаружить далеко не всегда.

В тех случаях, когда подветренным волнам соответствует характерное распределение облачности, можно получить довольно точную информацию об их пространственном расположении и использовать эти данные для информирования экипажей самолетов и других потребителей о зонах возможной повышенной турбулентности в районе образования подветренных волн.

При сверхкраткосрочном прогнозировании подветренных волн следует использовать прогностические материалы о крупномасштабном потоке. Если ожидается, что характер воздушного потока в ближайшие 6—12 ч сохранится примерно таким же, как и в момент обнаружения подветренных волн на снимках со спутника, то существование подветренных волн можно прогнозировать на ближайшие 6—12 ч. Если в распоряжении прогнозиста имеются последовательные изображения облачности с геостационарного спутника, необходимо внимательно изучить динамику облачности с подветренной стороны препятствия, с тем чтобы сделать заключение о фазе процесса (возникновении и затухании процесса волнообразования). Тенденцию в развитии процесса можно использовать при составлении сверхкраткосрочного прогноза, считая, что она сохранится в ближайшие 6—12 ч.

При отсутствии фактических данных о подветренных волнах косвенное заключение о возможности их существования можно сделать, исходя из профилей температуры и ветра в невозмущенном потоке с наветренной стороны препятствия. Для этого можно воспользоваться выводом, полученным из линейной теории Скорером (1949), в соответствии с которым подветренные волны реализуются при условии

$$l_н^2 - l_в^2 > \pi^2/4h^2, \qquad (4.3.7)$$

где $l_н^2$ — параметр Скорера в нижнем слое тропосферы (до или несколько выше гребня препятствия), $l_в^2$ — этот же параметр в вышележащем слое, h — толщина нижнего слоя атмосферы. Определить границы слоев следует, исходя из высоты препятствия и характера температурной стратификации. Границу между нижним и верхним слоями нужно выбрать по излому температурной стратификации, находящемуся несколько выше уровня гребня горного хребта и отделяющему слой более устойчиво стратифицированного воздуха внизу от верхнего менее устойчиво стратифицированного воздуха. Если такого хода стратификации не наблюдается, то дальнейших расчетов делать не следует и можно сразу заключить, что подветренные волны не возникнут. Если более устойчиво стратифицированный нижний слой и менее устойчивый верхний слой (оба толщиной приблизительно 1 км) выделить удается, то в каждом из них производится вычисление параметра по формуле (4.3.5) и затем оценивается возможность появления волн по формуле (4.3.7). Поскольку из двух слагаемых, входящих в l^2, слагаемое D^2 в большинстве случаев доминирует, для простоты в формуле (4.3.7) значения $l_н^2$ и $l_в^2$ можно заменить на $D_н^2$ и $D_в^2$, которые рассчитываются по (4.3.3).

Более трудоемкая процедура определения амплитуды подветренной волны и максимальной скорости в ней была предложена Уоллингтоном (1980).

Для конкретного географического района можно подготовить простые диаграммы, основанные на статистических связях между подветренными волнами и параметрами состояния атмосферы. Данные о подветренных волнах для построения таких диаграмм можно брать из сообщений пилотов или со снимков облачности со спутников, а данные о состоянии атмосферы — из обычных приземных и аэрологических наблюдений. Подобная номограмма для территории США была предложена Калабрезом (1966) (рис. 4.3.6). Такого рода номограмму можно

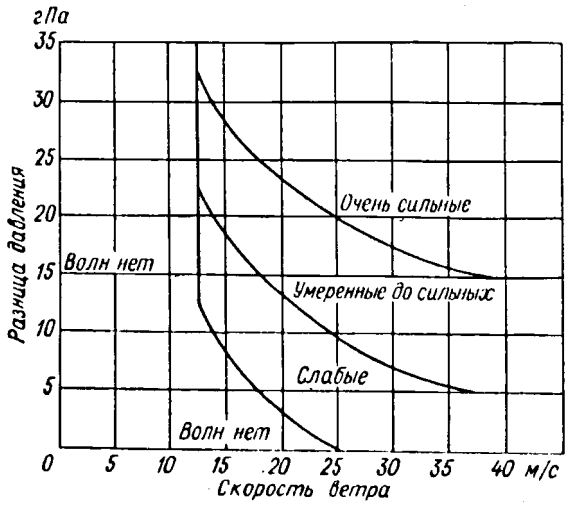


Рис. 4.3.6. Номограмма для определения интенсивности подветренных волн на территории США, предложенная Каламбрезом (1966). Рисунок заимствован из Технической записки ВМО № 127, подготовленной Дж. М. Николсом (1973).

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.

построить и для других географических районов, при этом необходимо помнить, что характеристики ветра для построения диаграммы нужно брать в слое 1—1,5 км над гребнем гор.

Формула (4.3.7) и статистические методики типа Калабреза могут применяться и в прогностических целях, для чего необходимо использовать прогнозируемые значения переменных, входящих в формулы и диаграммы. Здесь следует отметить, что даже по диагностическим данным (результатам радиозондирования) оценки параметров типа l^2 или D^2 существенно зависят от выбора слоев и их толщины. Оценить температурную стратификацию по прогностическим материалам, циркулирующим в Глобальной системе телесвязи, бывает в большинстве случаев затруднительно или невозможно, поэтому в практической работе целесообразно пользоваться, по-видимому, сравнительно простыми номограммами типа приведенной на рис. 4.3.6, в которых используются простые входные параметры, имеющиеся на прогностических картах.

Информацию о подветренных волнах, имеющуюся на снимках облачности со спутников, можно использовать для косвенной оценки некоторых крупномасштабных характеристик воздушного потока. Это может оказаться полезным для анализа синоптического положения в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений. По данным об ориентации волнистых облаков можно определить направление воздушного потока в слое выше гребня горного хребта, считая, что ветер направлен по нормали к квазидвумерным волнам за вытянутым препятствием.

По длине волны, измеренной по снимкам со спутников, можно приближенно оценить скорость ветра на уровне облаков или в некотором слое выше гребня препятствия. Несколькими авторами были предложены эмпирические формулы, связывающие длину подветренной волны со скоростью ветра. Например, в формуле Смирновой (1968)

$$V = \lambda \qquad (4.3.8)$$

используется V — скорость ветра на уровне облаков; в формуле Корби (1957)

$$V = \frac{5}{3}\lambda - 5, \qquad (4.3.9)$$

V — средняя скорость ветра в слое, ответственном за образование волн; в формуле Ноймайстера (Амбрози и др., (1973)

$$V = \frac{3}{2}\lambda \qquad (4.3.10)$$

V — средняя скорость в слое от 850 до 300 гПа

Используя сведения, имеющиеся на рис. 4.3.2, проверим формулы (4.3.8) — (4.3.10). Так как высота гор не превышает здесь 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 А, где λ = = 12 км, формула (4.3.8) дает V = 12 м/с, формула (4.3.9) дает V = 15 м/с, а формула (4.3.10) дает V = 18 м/с. Фактическая скорость на уровне 850 гПа была равна 10 м/с, а средняя скорость в слое от 850 до 500 гПа равнялась 25 м/с.

Данные о структуре трехмерных волн за изолированными препятствиями на снимках облачного покрова со спутников можно использовать для определения направления невозмущенного потока с наветренной стороны препятствия: оно совпадает с направлением стрелок на рис. 4.3.1 *в—д*. Вблизи препятствия с его наветренной стороны появляются составляющие, направленные от препятствия, а с подветренной стороны — составляющие, направленные к препятствию. В области турбулентного следа могут наблюдаться существенные 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 (4.3.8) — (4.3.10), 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 минимум 10 м/с.

Исходя из общности механизма образования двумерных и трехмерных волн по снимкам облачного покрова со спутников можно заключить, что в районах их образования в нижних слоях атмосферы, до высот несколько выше вершины препятствия, атмосфера является устойчиво стратифицированной.

4.4. Мезомасштабные подветренные вихри

4.4.1. Общая характеристика явления

Существование вихревых цепочек в атмосфере было замечено впервые Венером (1949) на основе микробарографных измерений и данных о ветре на о. Ян-Майен. Существование таких мезомасштабных вихревых цепочек с подветренной стороны островов было подтверждено позже фотографиями облачного покрова со спутников. Первое описание вихревых цепочек по снимкам облачности было сделано Хюбертом и Крюгером (1962). Дальнейшие исследования этого явления в атмосфере так-

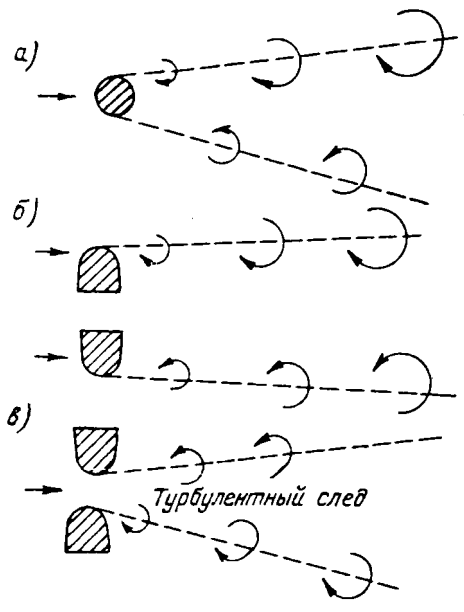


Рис. 4.4.1. Типы вихревых цепочек за различными препятствиями.

а — за изолированным препятствием, *б* — за полуограниченными, *в* — в кильватере за отверстием.

же опирались в основном на изображения облачности со спутников. Суть процесса состоит в том, что 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 со спутников такие вихри легко идентифицируются по спиралевидной структуре облачного покрова.

Вихревые цепочки в атмосфере могут возникать при обтекании изолированного гористого острова (рис. 4.4.1 *а*), при одностороннем боковом обтекании горного хребта (рис. 4.4.1 *б*) или при движении масс воздуха через пролив между гористыми островами (рис. 4.4.1 *в*).

Отличительная особенность вихревых цепочек с подветренной стороны препятствий состоит в том, что направление циркуляции в вихрях, отделяющихся с правой и левой стороны препятствия, противоположное (см. рис. 4.4.1).

Пример вихревой мезомасштабной цепочки с подветренной стороны от группы островов приведен на рис. 4.4.2. Расположение цепочки мезомасштабных вихрей на этом рисунке не является таким классическим, как это изображено схематически на рис. 4.4.1, но зато реально отражает более сложную картину, наблюдающуюся в природе при обтекании группы островов. Вдоль правого края снимка видно западное побережье Африки. К юго-западу от точки А расположен о. Гран-Канари, а к югу от точки В — о. Тенерифе. В момент фотографирования в нижнем слое атмосферы в районе Канарских островов преобладали северо-восточные ветры. Скорость ветра 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 лишь вихри, отделяющиеся с его западной стороны. Они имеют циклоническое вращение. В цепочке прослеживается, по крайней мере, три вихря. За о. Тенерифе (южнее точки В) видно лишь по одному облачному вихрю, отделившемуся с западной и восточной стороны острова. Левый вихрь имеет циклоническое, а правый — антициклоническое вращение. К югу от точки С 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 которых составляет 20—30 км, размеры вихрей не превышают 40 км.

Схема течений и основные параметры подветренной вихревой цепочки за изолированным препятствием приведены на рис. 4.4.3.

В результате изучения вихревых цепочек по снимкам облачного покрова и обычным метеорологическим данным были получены следующие основные выводы. Вихревые цепочки возникают в атмосфере при боковом обтекании препятствий, высота которых не меньше 800 м В случае изолированных островов их горизонтальное сечение в напрвлении, перпендикулярном к набегающему воздушному потоку, составляет 10—80 км. Чаще всего эффективная ширина острова равна 20—40 км. В качестве эффективной ширины острова Циммерманом (1969) рекомендуется брать 0,75 его ширины на уровне моря.

Вихревые цепочки образуются в тех случаях, когда нижний слой атмосферы ограничен сверху инверсией, располагающейся гораздо 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

Рис. 4.4.2. Вихревые цепочки Кармана с подветренной стороны Канарских островов. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 7 апреля 1983 г., 11 ч СГВ.

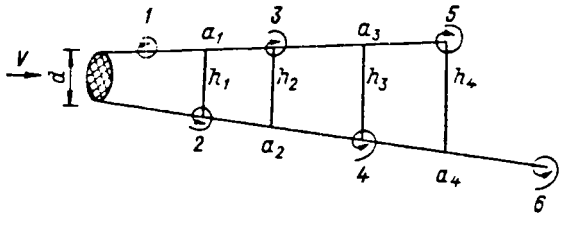


Рис. 4.4.3. Схематическое расположение вихрей в цепочке.

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.

вследствие вовлечения сухого воздуха из инверсионного слоя в нижележащий облачный слой.

Обычно мезомасштабные вихревые цепочки наблюдаются в широтном поясе 15–40° в зоне холодных океанических течений, где в нижней атмосфере часто образуются мощные инверсионные слои, создающие благоприятные условия для преимущественно бокового обтекания препятствия. Этому способствует здесь и большая устойчивость атмосферной циркуляции. Вихревые цепочки, как правило, наблюдаются с подветренной стороны о. Мадейра и Канарских островов в Атлантическом океане, с подветренной стороны о. Гуадалупе и Сокорро (о-ва Ревилья-Хихедо) в Тихом океане. В умеренных и высоких широтах вихревые цепочки часто наблюдаются с подветренной стороны Алеутских и Курильских островов, за о. Чеджудо (в Тихом океане), за о. Ян-Майен (в Атлантическом океане). Более подробные сведения о географии этого явления можно получить в книгах Амбрози и др. (1973) и Аткинсона (1981).

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 (расстояние *a* на рис. 4.4.3), составляет 40–150 км, а расстояние между проекциями центров вихрей, отрывающихся с разных сторон острова (расстояние h на рис. 4.4.3), составляет 25–85 км. Общая длина вихревой цепочки с подветренной стороны может достигать 600 км, а число вихрей в ней колеблется от 2 до 6. Периодичность отрыва вихрей изменяется от 1 ч 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 равны 2–4 м/с.

Более подробно с результатами экспериментального изучения мезомасштабных вихревых цепочек можно ознакомиться в работах Тсухия (1969), Чопра (1973), Томсона и др. (1977).

4.4.2. Механизм образования подветренных вихревых цепочек

Феноменологически вихревые цепочки с подветренной стороны островов очень близки к вихревым цепочкам, наблюдающимся в лабораторных экспериментах при обтекании жидкостью вертикального цилиндрического тела, занимающего все вертикальное сечение сосуда. Впервые образование и периодическое отделение таких вихрей в лабораторном эксперименте описал Струхаль (1878), а теоретически процесс генерации точечных вихрей в результате бокового обтекания тела был рассмотрен в работах Кармана (1911), Кармана и Рубада (1912). В этой связи в литературе по гидродинамике за явлением серии вихрей в турбулентном следе закрепился термин „цепочка Кармана", который используется теперь и в метеорологической литературе.

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 (см. гл. 1), характеризующего 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 течений сменяется турбулентным течением.

В соответствии с результатами лабораторных экспериментов режим вихревых цепочек реализуется при $40 \leqslant Re \leqslant 200$. Различным значениям числа Рейнольдса соответствует несколько отличная структура течений, но различия эти не носят качественного характера. Более подробно с теоретическими аспектами це-

почек Кармана в атмосфере можно познакомиться в работах Чопра и Хьюберта (1964) и Чопра (1973).

4.4.3. Анализ и прогноз подветренных вихревых цепочек

С точки зрения практического анализа и прогноза погоды цепочки Кармана представляют, по-видимому, меньший интерес, чем другие орографические мезомасштабные циркуляции, поскольку с ними не бывают связаны опасные явления погоды. Тем не менее мы остановимся кратко на вопросах анализа и прогноза этого явления, так как оно наблюдается часто в океанических районах с редкой сетью метеорологических станций и может косвенно характеризовать состояние крупномасштабного потока в атмосфере.

Основным средством анализа здесь являются снимки облачности с метеорологических спутников. Естественно, что помимо этого должна быть хорошо известна топография препятствий: их горизонтальные размеры и высота, так как эти параметры необходимы для анализа возникающих возмущений. Пояснения к анализу будут даны с помощью схемы, представленной на рис. 4.4.3, на которой изображены основные геометрические характеристики вихревой цепочки для случая обтекания изолированного препятствия. Эти характеристики можно получить по снимку облачности со спутника и картам местности.

Прежде всего появление цепочки вихрей за препятствием свидетельствует о том, что на высоте гораздо 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 (см. рис. 4.4.3). При обтекании препятствия в северном полушарии вихри с циклоническим вращением отрываются с правой стороны, а с антициклоническим вращением — с левой стороны, если смотреть вниз по потоку. Смену направления воздушного течения в области вихревых цепочек легко установить по чередованию вихрей на снимке.

Скорость ветра в невозмущенном потоке весьма приближенно можно оценить несколькими способами. Прежде всего, из имеющейся (правда, весьма малочисленной) статистики следует, что при образовании вихревых цепочек скорость ветра в нижнем подынверсионном слое атмосферы составляет чаще всего 7—12 м/с. Далее, 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 качественный вывод подтверждается наблюдениями: появление вихревых цепочек за более крупными островами (например о. Мадейра) происходит при меньших значениях V, чем за небольшим о. Ян-Майен. Если принять, что среднее значение числа Рейнольдса при образовании вихревых цепочек составляет 100, а коэффициент турбулентной вязкости, по оценкам различных авторов (Аткинсон, 1981), для случаев с вихревыми цепочками составляет $1{,}5 \cdot 10^3$ м^2/с, то из определения Re можно получить простую формулу для оценки скорости невозмущенного потока в м/с $V = 150/d$, где d дается в километрах.

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

$$V_e = V\left[0,5 + \left(0,25 - 0,795\,\frac{a}{h}\right)^{1/2}\right], \quad (4.4.1)$$

предложенной в работе Чопра и Хьюберта (1965) и несколько видоизмененной Ноймайстером (Амбрози и др., 1973). Разъяснение смысла параметров a и h в этой формуле дано на рис. 4.4.3. Так как периодичность отрыва вихрей дается формулой $T = a/Ve$, то вычислив V_e, можно оценить периодичность отрыва вихрей.

Томсоном и др. (1977) для оценки коэффициента турбулентности по вихревым цепочкам предлагалось использовать число Линя

$$\beta = St/Re = \nu/(TV^2), \quad (4.4.2)$$

где St — число Струхаля (см. гл. 1). Преимущество использования числа Линя состоит в том, что по данным лабораторных экспериментов оно изменяется при вихревых цепочках в небольших пределах $(2{,}5 \cdot 10^{-3} \geqslant \beta \geqslant 10^{-3})$. Фиксируя число Линя, можно определить коэффициент турбулентной вязкости

$$\nu = \beta TV^2 \quad (4.4.3)$$

по известным значениям скорости невозмущенного потока и периодичности отрыва вихрей. Если невозмущенная скорость ветра неизвестна, можно использовать приближенное соотношение $V_e = 0{,}75V$. С использованием соотношения между V_e, T и a выражение (4.4.3) можно представить в виде

$$\nu = 0{,}5\beta a^2/T, \quad (4.4.4)$$

т. е., зная периодичность отрыва вихрей и рас-

стояние между их центрами, можно оценить вязкость. Полученное таким образом значение вязкости можно использовать для оценки V при заданном значении Re, как это делалось выше. Данные о периодичности отрыва вихрей можно получить в том случае, если в распоряжении имеются последовательные снимки облачности с геостационарного спутника. Если прямые данные о T отсутствуют, то остается пользоваться только характерными значениями T, приведенными в п. 4.4.1.

Для прогнозирования мезомасштабных вихревых цепочек необходимы прогностические данные о ветре и температурной стратификации. Из материала, изложенного в предыдущих параграфах, следует, что образование вихревых цепочек можно ожидать, если в районе гористых островов прогнозируется устойчивый поток со скоростью 7—15 м/с (в случае более малых островов скорость должна быть больше, чем в случае крупных островов). Вторым необходимым условием является прогнозирование устойчиво стратифицированного слоя (инверсии), нижняя граница которго находится намного ниже вершины острова. Используя прогностическое значение V, характерное значение $\nu \approx 1{,}5 \cdot 10^3$ м^2/с и зная эффективное сечение острова по отношению к набегающему потоку d, можно вычислить число Рейнольдса $\mathrm{Re} = Vd/\nu$. Если его значение попадает в интервал $200 \geqslant \mathrm{Re} \geqslant 50$, то можно прогнозировать возникновение цепочки вихрей с подветренной стороны.

С той же целью можно произвести и расчет числа Линя по формуле (4.4.2), но здесь необходимо задать априорно и период отделения вихрей. При характерных заранее заданных значениях ν и T формула (4.4.2) превращается в простое соотношение $\beta = A/V^2$, где $A = \nu/T$. Если принять характерные для вихревых цепочек значения $\nu = 1{,}8\ 10^3$ м^2/с, T = 5 ч, то получим $\beta = 0{,}1/V^2$. Так как вихревые цепочки наблюдаются при $2{,}5 \cdot 10^{-3} \geqslant \beta \geqslant 10^{-3}$, то из последней формулы можно заключить, что данное явление может происходить при $V \geqslant \geqslant 10$ м/с. Поскольку в эти простые расчеты входит априорное предположение относительно значения коэффициента вязкости и периодичности отрыва вихрей, произведенные оценки следует считать ориентировочными.

4.5. Ветер склонов и горно-долинная циркуляция

В связи с многообразием форм и масштабов орографических неоднородностей возбуждаемые ими циркуляции являются также весьма разнообразными и неоднородными по масштабу. Это особенно относится к ветрам склонов и горно-долинным циркуляциям, поскольку склон может трактоваться в масштабе отдельной горы, либо серии горных массивов, составляющих долину реки среднего размера, и, наконец, в масштабе горного хребта, когда под склоном понимается общее понижение рельефа от гребня хребта к равнине. Характерные горизонтальные масштабы меняются при этом от сотен метров и километров до 100 км.

Поскольку насинтересуют в основном мезомасштабные циркуляции в атмосфере, мы будем иметь в виду интегральное воздействие на условия погоды группы склонов, хотя рассмотрение механизма явления будет проводиться на примере некоторого элементарного склона.

С практической точки зрения анализ и прогноз местных циркуляций в горах важен для метеорологического обслуживания легких самолетов и вертолетов, прогноза облачности и ливневых осадков в горной местности, а также условий вентиляции в долинах в связи с проблемами загрязнения воздуха.

4.5.1. Общая характеристика ветра склонов и горно-долинной циркуляции

Ветром склона называют локальную циркуляцию, имеющую в большинстве случаев выраженную суточную периодичность и состоящую в том, что в дневные часы над нагретыми склонами воздух поднимается вверх по склону, а в ночные часы над остывшими склонами гор опускается 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.

Изучению ветра склонов и горно-долинной циркуляции посвящено значительное количество работ, в которых, как правило, рассматривался режим циркуляции в конкретной долине. Поскольку в мире не существует, по-видимому, двух похожих друг на друга долин, накопленная к настоящему времени климатология по локальным циркуляциям в горах является весьма пестрой и ее практически невозможно охарактеризовать некоторыми репрезентативными цифрами.

В целом ветры склонов и горно-долинные ветры развиваются в тех случаях, когда через горы не проходят крупномасштабные возмущения и имеет место радиационный режим, характерный для антициклонических условий погоды. В этой связи более регулярно ветры склонов и горно-долинная циркуляция наблюдаются в тропических и субтропических широтах в сезоны, когда минимально воздействие крупномасштабных возмущений. Так, напри-

мер, в Пуне (Индия) в январе—марте ветры склонов наблюдаются в 90—97 % дней. В умеренных широтах горно-долинная циркуляция наиболее 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 суммарным воздействием горных ветров в масштабе горного хребта образуется антициклонический фён, о котором уже говорилось в разделе 4.2.

Конкретные характеристики ветра склонов и горно-долинной циркуляции (скорость ветра, время смены горного ветра долинным и наоборот) сильно зависят от местных условий: размеров долины (ширины, длины, крутизны склонов), ее ориентации относительно господствующих ветров, наличия или отсутствия ледников в верховьях, продолжительности светлого времени суток и т. д. В этой связи характеристики ветра склонов и горно-долинной циркуляции меняются в весьма широких пределах. Так, например, время наступления горного ветра может изменяться от 18 до 8 ч местного времени, а время наступления долинного ветра — от 7 до 12 ч местного времени.

Скорость приземного ветра при горно-долинной циркуляции изменяется в очень широких пределах — от 1—2 м/с в небольших закрытых долинах до 10—15 м/с в открытых высокогорных долинах, особенно ориентированных вдоль господствующего направления ветров в атмосфере, когда компонент горной или долинной циркуляции складывается с общим потоком воздуха в атмосфере.

Под воздействием горно-долинной циркуляции формируется характерный для гор суточный ход температуры, которая в летнее время повышается наиболее быстро между 7—10 ч местного времени, пока не устанавливается долинный ветер. С наступлением его рост температуры замедляется и максимум достигается около 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 „подтягиваются" 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 часы. По оценкам Тисона и Престона-Уайта (1972), 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, его скорость около 2 м/с. В летнее время больше 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 довольно сильные ветры с гор, особенно в местах выхода на равнину речных долин.

С фактическими данными о локальных циркуляциях в различных горных районах земного шара можно познакомиться в книгах Бурмана (1969), Аткинсона (1981) и Шелковникова (1985).

4.5.2. Механизм ветра склонов и горно-долинной циркуляции

Ветры склонов представляют собой одну из разновидностей естественной конвекции. Основная их особенность состоит в том, что 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. 4.5.1). Таким образом, режим конвекции оказывается смешанным и обладает одновременно свойствами, присущими конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом (охлаждаемом) снизу, так как действует компонент градиента $\Delta\Theta_в$, направленный против (или вдоль) силы тяжести, и компонент $\Delta\Theta_г$, направленный по нормали к силе тяжести, рождающий конвекцию в слое жидкости, неравномерно подогреваемой сбоку (аналог естесвенной конвекции в сосуде, боковые стенки которого находятся при разной температуре). Предположение о конвективном механизме ветра склонов было высказано впервые Джерфрисом (1922). В дальнейшем было опубликовано много работ по теории ветра склонов, с обзором которых можно познакомиться, например, в книгах Бурмана (1969) и Аткинсона (1981). Мы не будем на них останавливаться, поскольку они являются по своему существу теми или иными идеализациями задачи естественной конвекции.

В дневные часы, когда под действием инсоляции склон нагревается, под действием сил плавучести в вертикальном направлении возникает конвекция подобно тому, как в горизонтальном слое жидкости, а под действием горизонтального градиента температуры, на-

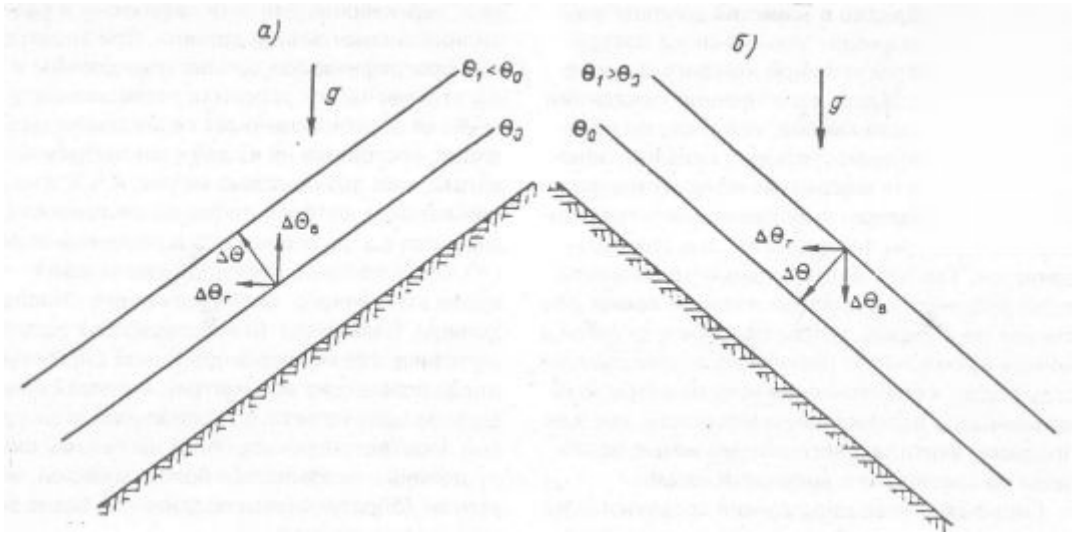


Рис. 4.5.1. Схема распределения температуры воздуха вдоль склона днем (а) и ночью (б).
Индексами "в" и "г" обозначены соответственно вертикальные и горизонтальные составляющие градиента температуры. В верхней части рисунков стрелками указано направление действия силы тяжести.

правленного от горы к долине, создается система циркуляции, изображенная на рис. 4.5.2 а. Возникающий циркуляционный контур приводит к деформации поля температуры, показанному на рис. 4.5.2. а пунктиром, т. е. вызывает некоторое понижение температуры в нижней части склона и повышение ее вблизи вершины. Именно этим и объясняется некоторое замедление роста температуры в дневные часы при развитии ветра склонов и горно-долинной циркуляции.

В ночные часы, когда вследствие излучения поверхность склона охлаждается, вертикальный компонент градиента температуры не играет возбуждающей роли, так как $\square\ 0 > 0$, а движение возбуждается только горизонтальным компонентом $\square\ 0_г$, который направлен теперь от долины к горе (см. рис. 4 5.1 *б).* Такое распределение температуры приводит к образованию циркуляции, приведенной на рис. 4.5.2 б. Механизм конвективных движений в сосудах с наклонным дном изучался в последнее время довольно интенсивно как теоретически, так и экспериментально. Не вдаваясь в подробности, 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 сила-

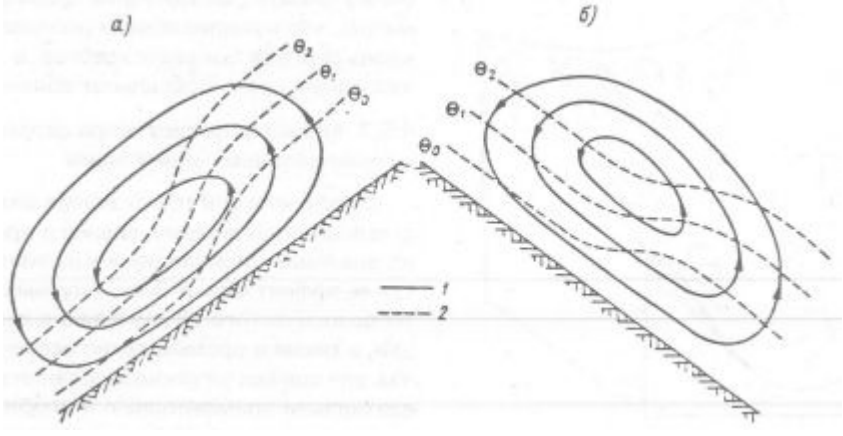


Рис. 4.5.2. Схема течений при ветре склона днем (а) и ночью (б).
1 - линии тока, *2* изотермы.

ми вязкости, однако в качестве дополнительного параметра входит угол наклона поверхности. Из-за более сложной конфигурации сечений решения задачи естественной конвекции имеют более сложный вид, чем в случае простой геометрии прямоугольных каналов, однако основная суть механизма конвективного обмена, приводящая к выравниванию градиентов температуры (плотности), при этом сохраняется. Так как вертикальные компоненты силы плавучести в дневное и ночное время действуют по-разному, ветры склонов в дневное и ночное время имеют различную вертикальную структуру: катабатические ночные ветры имеют меньшую вертикальную мощность, так как процессы вертикального обмена ночью ослаблены по сравнению с дневными часами.

Горно-долинная циркуляция создается комплексом склонов, образующих долину. Хотя генезис ее точно такой же, как и ветра склонов, и очень схематически циркуляция может быть представлена в виде двумерных схем, изображенных на рис. 4.5.1 и 4.5.2, где под склоном теперь 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 бортам. В результате образования продольного и поперечного (по отношению к ложу долины) градиентов температуры характер циркуляции становится существенно трехмерным: образуется геликальная (спиралевидная) система течений (рис. 4.5.3), 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. 4.5.3 воспроизведена система течений, характерная для орографически и радиационно симметричной долины. При значительной орографической асимметрии долины и резко отличающихся условиях радиационного нагрева ее бортов возникает геликальная циркуляция, состоящая не из двух симметричных ветвей, как это показано на рис. 4.5.3, а из одной ветви, в которой восходящие течения образуются вдоль освещенного солнцем нагретого склона долины, а нисходящие течения — вдоль затененного, более холодного склона долины. Возможны (и наблюдаются) промежуточные формы горно-долинной циркуляции, когда вследствие асимметрии нагрева склонов долины одна из ветвей геликальной циркуляции (соответствующая более нагретому склону долины) оказывается более развитой, чем другая (образующаяся позднее над более затененным склоном).

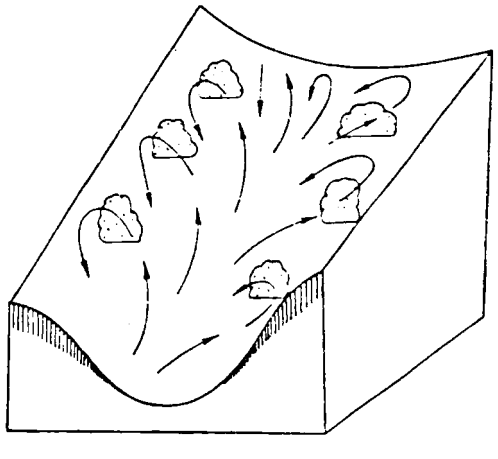


Рис. 4.5.3. Схема горно-долинной циркуляции. Стрелками указано направление течений вблизи поверхности Земли и на высотах. Участки образования облаков вдоль склонов долины затенены.

Описанная выше структура течений воспроизводится численными моделями горно-долинной циркуляции. Более подробно с результатами расчета горно-долинной циркуляции можно ознакомиться, например, в работе Тайера (1966).

Пример распределения кучевых облаков под воздействием горно-долинной циркуляции приведен на рис. 4.5.4. Снимок ориентирован с севера на юг. В нижней части снимка хорошо видна северная часть Адриатического моря (Венецианский залив), далее к северу — долины крупных рек Саввы и Пьяве, стекающих с южных склонов Восточных Альп. Долины рек имеют светлый тон изображения, а покрытые лесом склоны гор — более темный тон. На водораздельных хребтах, особенно в западной части гор, белый тон изображения соответствует снежному покрову.

Северные склоны Альп свободны от облаков, в то время как вдоль южных склонов можно увидеть гряды кучевых облаков. При внимательном рассмотрении снимка можно заметить, что кучевые облака расположены вдоль склонов боковых хребтов, в то время как долины рек свободны от облачности.

4.5.3. Анализ и прогноз ветра склонов и горно-долинной циркуляции

С практической точки зрения интерес представляет, по-видимому, анализ и прогноз горно-долинной циркуляции в крупных долинах, где ее эффект может быть ощутимым для метеорологического обслуживания легкой авиации, а также в промышленно освоенных долинах для оценки и прогнозирования условий вентиляции применительно к проблемам загрязнения воздуха. В большинстве случаев практический интерес представляют суммарные эффекты ветров склонов, являющиеся продуктом различий между равниной и гор-

Рис. 4.5.4. Пример распределения облачности под действием горно-долинной циркуляции в Восточных Альпах. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1869", 17 августа 1987 г., 12 ч 35 мин СГВ (13 ч 30 мин местного времени).

ным хребтом. В этом смысле ветры склонов можно рассматривать как мезомасштабную циркуляцию, поддающуюся анализу на основе сети метеорологических наблюдений и снимков облачного покрова со спутников, хотя масштаб движений здесь предельный с учетом возможностей их разрешения существующими средствами наблюдений.

Наиболее надежным средством для количественной оценки эффектов горно-долинной циркуляции и ветра склонов в масштабе горы — равнина в конкретном географическом районе является, по-видимому, накопленная статистика, связывающая характеристики местных циркуляций с параметрами крупномасштабного потока. Исходя из того, что ветры склонов и горно-долинная циркуляция определяются в основном горизонтальными градиентами температуры между горами и равнинами (долинами), целесообразно искать статистические связи между явлением ветра склонов (горно-долинной циркуляцией) и температурным контрастом горы — равнина (долина).

Вторым параметром, влияющим на образование горно-долинной и склоновой циркуляции, является ветер, поскольку регулярные местные циркуляции могут образовываться лишь при сравнительно небольшой скорости крупномасштабного потока. Так как прогноз температуры в горах, необходимый для расчета горизонтального градиента температуры между горами и свободной атмосферой, представляет дополнительную проблему, а температурные различия между горами и равниной в значительной мере определяются состоянием облачного покрова, вместо температурного контраста горы — равнина для оценки возможности появления горно-долинной циркуляции можно воспользоваться данными об облачности. Такого рода подход был использован Бурманом и Рощиной (Бурман, 1969). Проверка его в горах Кавказа, Средней Азии и Альпах дала хорошие результаты.

Для оценки вероятности появления горно-долинной циркуляции рекомендуется построить график, подобный изображенному на рис. 4.5.5. По оси ординат на этом графике следует отложить данные о количестве облаков в первую половину дня (ночи). Данные об облачности могут быть взяты из результатов наземных наблюдений или снимков со спутников. По оси абсцисс наносятся данные о скорости ветра в нижнем слое атмосферы над равниной. Конкретную толщину слоя нужно выбрать исходя из высоты гор. Информация о горно-долинной циркуляции берется из данных измерений ветра на горной станции. В качестве меры ее интенсивности можно использовать скорость долинного (горного) ветра в

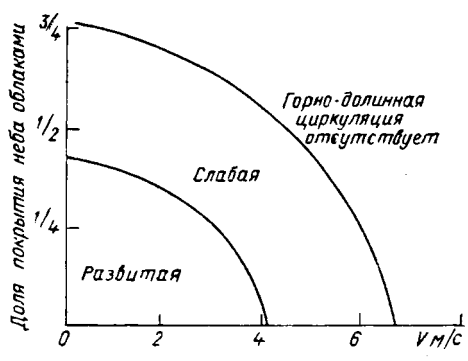


Рис. 4.5.5. Пример построения эмпирического графика для оценки горно-долинной циркуляции по данным об облачности и скорости ветра в окресности гор.

полуденные и ночные часы. Не исключено, что более высокие значения скорости сгруппируются в нижней части диаграммы, тогда на графике можно провести несколько изолиний, как это указано на рис. 4.5.5, и количественно оценить интенсивность долинного (горного) ветра. Для использования эмпирического графика, изображенного на рис. 4.5.5, в прогностических целях необходимо иметь данные о прогнозе ветра и облачности. Прогностические данные о ветре (или геострофическом ветре) можно получить из прогностических карт, передаваемых крупными метеорологическими центрами, а прогноз облачности составить с использованием процедур, принятых в данной службе. По прогностическим данным о ветре и облачности с помощью графика типа 4.5.5 оценивается возможность появления горно-долинной циркуляции.

Если из-за отсутствия наблюдений в горной местности не представляется возможным построить график, подобный приведенному на рис. 4.5.5, то следует пользоваться простым правилом: появление горно-долинной циркуляции и ветра склонов наиболее 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

$$V = A + B\beta, \qquad (4.5.1)$$

где V — скорость долинного (горного) ветра; β — градиент температуры вдоль склона гор, рассчитанный по измерениям температуры на горной и равнинной станциях. Гельмгольц (1962; см. также в книге Бурмана, 1969) для гор Тянь-Шаня предложил значения A =

= 0,63 м/с для долинного ветра и А = 1,34 м/с для горного ветра. Предложенные им значения В равны 115 м2/ (с-К) для долинного и

170 м2 / (с. К) для горного ветра.

Горно-долинная циркуляция и ветры скло-нов оказывают существенное влияние на су- точный цикл облачного покрова в горах, что необходимо учитывать при краткосрочном прогнозировании облачности. При этом сле-дует руководствоваться следующими просты-ми правилами. В первую половину дня и после полудня конвективные облака, развивающие-ся обычно в горной местности, имеют тенден- цию 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 предвечерние и вечерние часы под действием горного ветра облачность имеет тенденцию „сползать" в долины и предгорья, в связи с чем максимум облачности и ливневых осадков в предгорьях смещается на вечерние часы.

Это правило можно конкретизировать приме-нительно к интересующему району постро-ением эмпирических графиков, характеризую-щих суточный цикл облачности и ливневых осадков в дни с развитой горно-долинной цир-куляцией и ветрами склонов. С помощью та-ких графиков можно получить более точные оценки времени максимума облачности и ливневых осадков, в которых автоматически будут учтены многие местные особенности: конкретный рельеф местности, длительность дня и ночи и т. д. Зная закономерности суточ-ного хода облачности и осадков, можно более уверенно прогнозировать эти метеорологичес-кие элементы в горах.

Глава 5

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗБУЖДЕННЫЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Разделить термически и орографически возбужденные системы часто бывает весьма сложно, поскольку рельеф местности, как мы видели выше, оказывает не только механическое, но и термическое воздействие. В этом смысле подразделение мезомасштабных циркуляций на орографически и термически возбужденные в некоторой степени условное. Мы будем относить к последним такие типы движений, в которых термический фактор является доминирующим, однако необходимо помнить, что под действием рельефа термически возбужденные циркуляции могут существенно трансформироваться. Так, например, бризовая циркуляция над равнинным побережьем существенно отличается от бризовой циркуляции в районе холмистого или гористого побережья, где на нее накладываются ветры склонов и общий барьерный эффект высоких берегов. Поэтому при анализе мезомасштабных циркуляций и условий погоды, связанных с термической неоднородностью подстилающей поверхности, необходимо принимать во внимание орографию рассматриваемого района, внося соответствующие поправки в процедуры анализа и прогноза, вытекающие из идеализированного рассмотрения одних только эффектов дифференцированного нагрева ровной подстилающей поверхности.

5.1. Бризы

5.1.1. 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.

Хотя бризовая циркуляция издавна была известна рыбакам и жителям прибрежной зоны во многих частях земного шара, до начала XX в. ее инструментальных измерений практически не производилось. Большая часть первых наблюдений касалась приземных ветров, затем циркуляция стала изучаться и в свободной атмосфере с помощью шаров-пилотов и радиозондов. В последние 30 лет к этому прибавились регулярные наблюдения со спутников и экспериментальные измерения с помощью радиолокаторов, тетронов и трассеров. В настоящее время бризовая циркуляция, особенно над районами с ровным рельефом, является одним из наиболее хорошо изученных типов местной циркуляции.

Бризы лучше всего выражены и распространены в тропиках, где они наблюдаются в течение всего года. В Индии, например, они отмечаются в 2/3 дней, очень регулярны бризы на восточном побережье Африки и в других прибрежных тропических районах, где крупномасштабные возмущения воздушного потока сравнительно редки. В умеренных широтах бризовая циркуляция возникает обычно летом, ее регулярность нарушается прохождением крупномасштабных атмосферных возмущений.

Бризы наблюдаются не только в прибрежной зоне морей, но и вдоль берегов озер и даже крупных рек. Так, например, бризовая циркуляция регулярно возникает у берегов Великих Африканских озер и Великих озер в Северной Америке, часто ее можно наблюдать в нижнем течении р. Волги в СССР. Следует заметить, что с точки зрения терминологии правильнее было бы использовать определения „дневной" бриз и „ночной" бриз, а не „морской" бриз и „береговой" бриз, поскольку термин „морской" трудно отнести к берегам озер и рек. В дальнейшем мы будем тем не менее использовать этот термин, поскольку он широко распространен в литературе на английском языке, и употреблять в более широком смысле этого слова, относя понятие „морской бриз" и к дневным бризам вдоль побережья внутренних водоемов.

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 течения воздуха, в приземном слое воздуха 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 свежего ветра, скорость которого составляет чаще всего 5—7 м/с, хотя при определенных условиях рельефа и большой интенсивности бризовой циркуляции скорость ветра может превышать 10 м/с. С появлением морского бриза происходит падение температуры воздуха и повышение влажности. Так, например, по наблюдениям в шт. Мадрас (Индия) с наступлением бриза в отдельные дни июля происходит падение температуры на 4 К. Вдоль побережья образуется зона малооблачной или безоблачной погоды шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров (в зависимости от интенсив-

Рис. 5.1.1. Распределение облачности при бризовой циркуляции вдоль восточного побережья Африки. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 13 марта 1987 г., 13 ч 40 мин СГВ.

ности бриза и условий рельефа). Над сушей, на некотором удалении от береговой линии образуется так называемый бризовый фронт, в котором развиваются кучевые и кучево-дождевые облака. Бризовый фронт, особенно хорошо заметный на изображениях облачного покрова со спутников, указывает на глубину проникновения морского бриза на сушу. В тропиках глубина проникновения морского бриза на сушу часто достигает 100 км. В отдельных случаях отмечалось проникновение морского бриза на расстояние до 300 км от береговой линии. В умеренных широтах глубина проникновения морского бриза на сушу не превышает 20–50 км.

Пример распределения облачности вблизи побережья при морском бризе приведен на рис. 5.1.1. Здесь следует обратить внимание на распределение облачности в прибрежной части Африканского Рога. 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 имеют большее развитие, чем далее в глубь континента. Эта 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. В целом дневные (морские) бризы образуются в период от 8 до 12 ч местного времени. Затухание морского бриза 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 образуются нисходящие движения воздуха, а над более теплой водной поверхностью – восходящие движения воздуха, в приземном слое воздуха возникает поток с суши на море, а на некоторой высоте появляется компенсационный поток с моря на сушу. Береговые бризы чаще выражены не так хорошо, как морские. Они уступают морским бризам и по силе ветра, и по вертикальной мощности.

5.1.2. Механизм бризовой циркуляции

Объяснению механизма бризовой циркуляции посвящено большое количество теоретических работ, в которых рассмотрены как наиболее простые случаи образования бриза при отсутствии крупномасштабного потока, так и

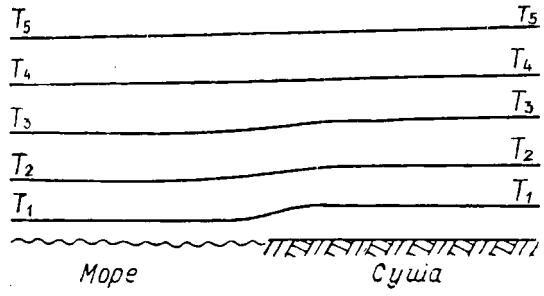


Рис. 5.1.2. Распределение температуры, приводящее к появлению морского бриза.

более общие случаи с учетом силы Кориолиса и крупномасштабных атмосферных движений. Задача бризовой циркуляции решалась как аналитически, так и численно. Мы не будем воспроизводить здесь полученных решений, с которыми читатель может познакомиться более подробно в книгах Аткинсона (1981) и Пилке (1984), а ограничимся лишь качественным пояснением механизма возбуждения бризовой циркуляции.

В утренние часы, когда под действием солнечной радиации происходит более интенсивное нагревание поверхности суши, чем поверхности воды, начинает появляться контраст температуры (плотности) в приземном слое воздуха, расположенном над сушей и морем. Под действием турбулентного обмена и мелкомасштабной конвекции над сушей тепло переносится в более высокие слои атмосферы и создается горизонтальное распределение температуры, схематически показанное на рис. 5.1.2. Такое распределение температуры аналогично хорошо изученному теоретически и экспериментально случаю естественной конвекции в сосудах, боковые стенки которых находятся при разных температурах. Основное отличие ситуации в атмосфере состоит в том, что боковые „стенки" являются проницаемыми, а температурные контрасты постепенно затухают с высотой.

Известно, что в слое жидкости, заключенном между двумя боковыми стенками, находящимися при разных температурах, конвективные течения появляются при достижении некоторого критического числа Грасгофа (или Рэлея), так же как и в случае конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу. Только в числе Грасгофа

$$Gr = \alpha g L^3 \Delta T / \nu^2 \qquad (5.1.1)$$

под ΔT подразумевается перепад температуры между боковыми стенками, а под L – расстояние между ними. Как и в случае конвекции Рэлея – Бенара, критическое значение числа Грасгофа, при котором возникают конвективные течения, зависит от характера граничных условий. При затухании пульсаций скорости и

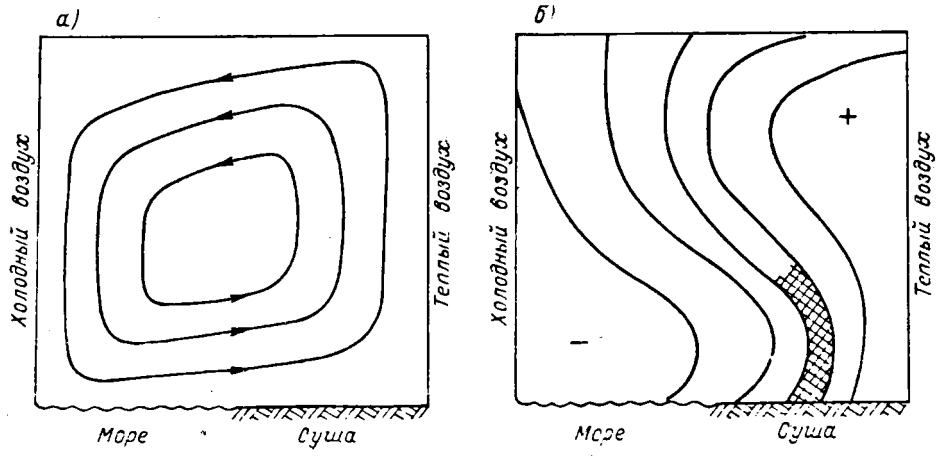


Рис. 5.1.3. Схема циркуляции (*а*) и деформации поля температуры (*б*) в морском бризе. Знаком „минус" на рис. (*б*) указана область низкой температуры, а знаком „плюс" — область высокой температуры. Зона образования бризового фронта заштрихована.

температуры на боковых границах, что свойственно и бризовой циркуляции, $Gr_{кр} \approx 5000$. Это значит, что при характерном для нижнего слоя атмосферы коэффициенте турбулентной диффузии $\nu = 30$ м^2/с и начальном горизонтальном размере бризовой ячейки порядка 1 км для возникновения неустойчивости и появления циркуляции необходим перепад температуры $\Delta T \approx 0{,}15$ 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. 5.1.3.

Возникновение циркуляции, изображенной на рис. 5.1.3 *а*, обусловлено подъемом воздуха вдоль теплой „стенки" и опусканием его вдоль холодной. Вследствие сплошности среды в верхней части области возникает поток от теплой стенки к холодной, а в нижней части — от холодной стенки к теплой. Так же как и 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 только турбулентного обмена. Выравнивание интегральных контрастов (контрастов, осредненных по всей области) не означает, однако, отсутствия локальных контрастов 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 эта зона сгущения изотерм особенно четко выражена в нижней части циркуляционной ячейки (заштрихована на рис. 5.1.3 *б*). Наличие такой зоны в системе естественной конвекции объясняет появление так называемого 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 со спутников (см. рис. 5.1.1).

Береговой бриз имеет точно такой же механизм образования, как и морской. Основное отличие между береговым и морским бризами 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 (как это делалось многими авторами) и возникновением бароклинной неустойчивости в идеальной (невязкой) жидкости, движущей силой которой также является горизонтальный перепад температуры. Результаты оказываются качественно сходными, однако учет вязкости в задачах естественной конвекции делает аналитические рассмотрения и численные расчеты бризовой циркуляции более

реалистичными.

5.1.3. Влияние крупномасштабного потока и особенностей рельефа на бризовую циркуляцию

Основной механизм образования бризов, рассмотренный выше, может заметно модифицироваться как воздушным потоком синоптического масштаба, так и особенностями рельефа прибрежной зоны. 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 ($V \leqslant 6$ м/с) в крупномасштабном потоке его воздействие 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 бризовом фронте более интенсивной конвекции. Наиболее интенсивная часть бризового фронта имеет обычно ширину 100—250 м, в ней 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 существенного влияния на интенсивность бризовой циркуляции, но способствует образованию геликальной циркуляции, при которой воздушные частицы движутся не по нормали к береговой линии, а под некоторым углом к ней.

Существенное влияние на бризовую циркуляцию оказывает характер береговой линии, а также рельеф местности. В том случае, когда береговая линия состоит из серии заливов и мысов, бризовая циркуляция становится неоднородной вдоль береговой линии. При морском бризе (рис. 5.1.4) в зоне мысов создается конвергенция воздушных потоков, а в районе бухт и заливов — дивергенция воздушных потоков в приземном слое воздуха. Это приводит к тому, что над мысами происходит обострение бризовых фронтов, а над бухтами и заливами — их ослабление. Этот эффект обычно бывает хорошо заметен в распределении облачного покрова. Пример влияния кривизны береговой линии на характер бризовой циркуляции приведен на рис. 5.1.5.

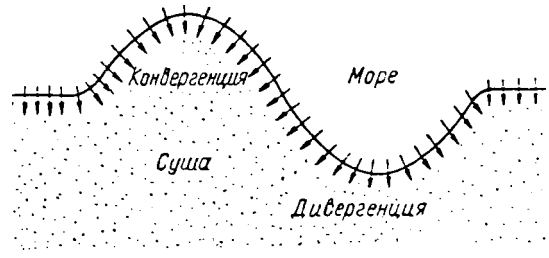


Рис. 5.1.4. Схема морского бриза вдоль побережья с искривленной береговой линией.

В центральной части снимка отчетливо виден п-ов Кейп-Йорк на северо-востоке Австралии, а к северу от него — южная часть о. Новая Гвинея. Восточная часть полуострова гориста, господствующие вершины достигают высоты 1,6 км. Береговая линия на востоке полуострова представляет собой серию мысов и заливов. На снимке следует обратить внимание на распределение кучевых облаков вдоль восточного берега полуострова. В районе мысов облака приближаются к берегу, а в бухтах удаляются от него. Кроме этого, облака над мысами являются более развитыми, чем в заливах (см., например, распределение облачности в районе А).

Здесь же следует заметить, что кривизна береговой линии бывает, как правило, связана с топографической неоднородностью рельефа: за береговой линией в заливах следуют обычно более пониженные участки суши, а мысы являются более возвышенными. Таким образом, над мысами бризовая циркуляция усиливается дополнительно эффектами склонов. В климатическом плане это приводит к тому, что в прибрежной зоне мысов погода оказывается в дневные часы систематически более облачной, чем в прибрежной зоне заливов или бухт.

При береговом бризе (рис. 5.1.6) в районе мысов над прибрежной зоной моря создается зона дивергенции, а в прибрежной зоне заливов — зона конвергенции потоков в приземном слое воздуха. Это приводит к тому, что в ночное время бризовый фронт обостряется над заливами и над ними происходит более частое образование облаков.

5.1.4. Мезомасштабный анализ и прогноз бризовой циркуляции

Мезомасштабный анализ и прогноз погоды в зоне бризовой циркуляции находится в настоящее время в начальной стадии развития, хотя во многих местах бризы существенно влияют на условия погоды и часто приводят к образованию ливневых осадков и даже гроз в зоне бризового фронта. Кроме этого, в последнее время практический интерес к анализу и

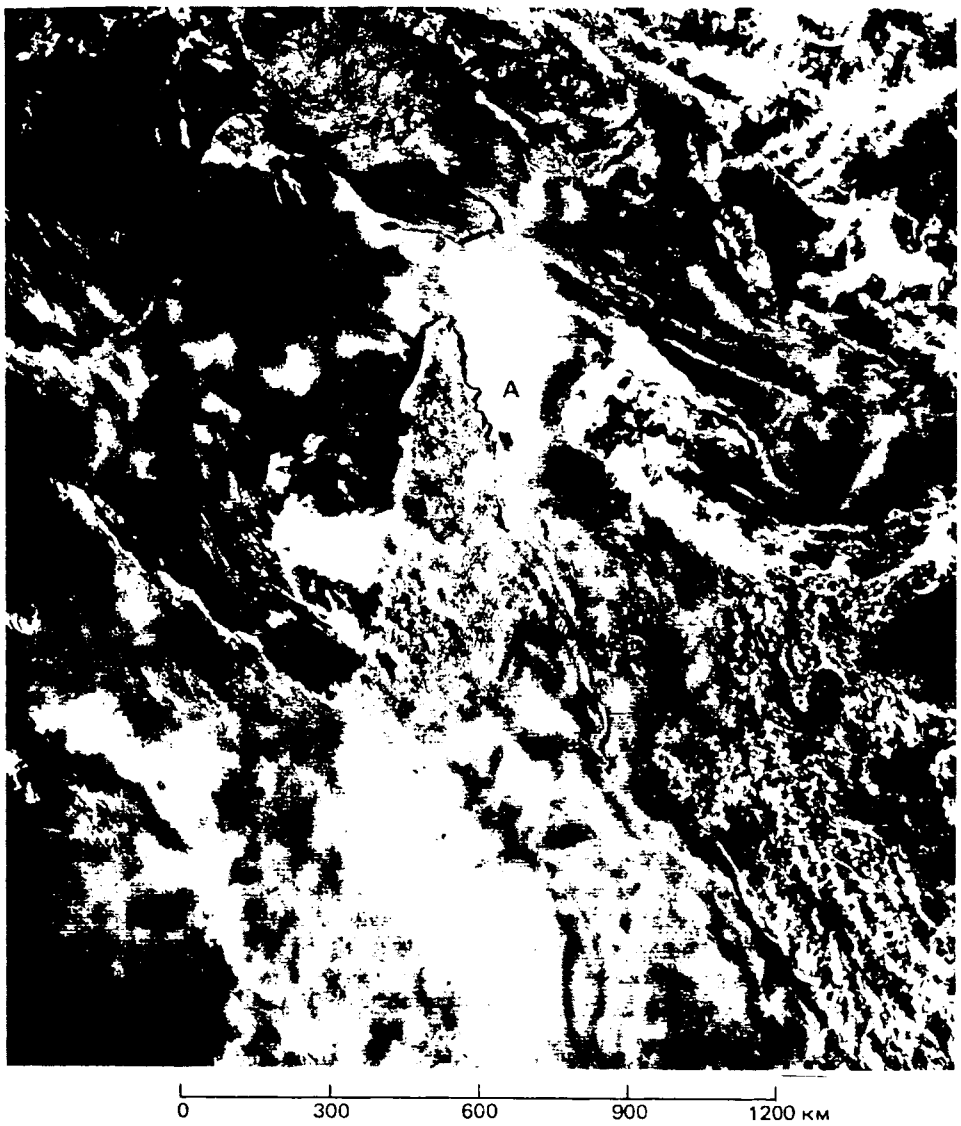


Рис. 5.1.5. Распределение кучевых облаков в прибрежной полосе п-ова Кейп-Йорк, Австралия. Снимок в видимом участке спектра, „Метеор-2", 24 января 1983 г., 2 ч 8 мин СГВ.

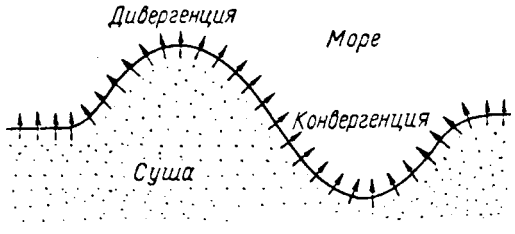


Рис. 5.1.6. Схема берегового бриза вдоль побережья с искривленной береговой линией.

прогнозу бризов возрос в связи 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.

Эмпирическое изучение бризов показало, что обычные наблюдательные системы (сеть метеорологических станций) дают слишком грубое пространственное разрешение для того, чтобы разработать процедуры оперативного анализа и прогноза бризов.

Представляется, что в настоящее время наиболее оптимальным является мезомасштабный анализ бризовой циркуляции на основе комплексного использования спутниковых, радиолокационных и обычных метеорологических наблюдений. Благодаря широко распространенной в настоящее время системе передач изображений облачного покрова с геостационарных спутников в режиме WEFAX (Weather Facsimille) в распоряжении синоптика-прогнозиста имеются снимки облачного покрова в видимом и ИК-диапазонах каждые 30 мин или каждые 60 мин. Эти снимки обладают пространственным разрешением, достаточным для идентификации облачных систем, возникающих в зоне бризового фронта. Анализируя последовательные изображения облачности, можно получить достаточно полное представление о времени возникновения облачности на бризовом фронте, перемещении его в течение суток и эволюции облачного покрова в течение суточного цикла бризовой циркуляции. Поскольку снимки облачного покрова дают лишь качественное представление о мощности облаков и не дают информации об осадках, для анализа пространственно-временной эволюции облачных систем на бризовом фронте очень полезно использовать радиолокационные данные, так как с их помощью можно получить дополнительные сведения о пространственно-временной структуре осадков на бризовом фронте.

В связи с тем что характер бризовой циркуляции очень сильно зависит от конкретных географических условий, предложить универсальный метод ее прогнозирования не представляется возможным и разрабатывать способы прогноза морского и берегового бриза и связанных с ними условий погоды в прибрежной зоне нужно применительно к конкретному сравнительно небольшому географическому району.

Общий подход к прогнозированию должен базироваться на том, что бризовой циркуляции присущ циклический характер, а возбуждающие ее силы являются весьма устойчивыми, что позволяет достаточно эффективно использовать для прогнозирования климатическое изучение бризов в данном районе.

Здесь можно использовать два подхода. Первый из них состоит в том, что с помощью трехмерной мезомасштабной модели, учитывающей конкретные географические условия местности, рассчитывается бризовая циркуляция для ряда характерных для данного района синоптических положений и создается библиотека бризов, которую синоптик может использовать в прогностической практике. Процедура прогнозирования в этом случае сводится к тому, что по крупномасштабным прогностическим картам производится оценка ожидаемого синоптического положения, а затем из библиотеки бризов выбираются результаты соответствующих расчетов, которые используются затем для прогнозирования основных характеристик бриза: скорости ветра, глубины проникновения бризового фронта, его интенсивности, вероятности выпадения на нем осадков. Такой подход позволяет использовать преимущества детерминированного прогнозирования бризов сравнительно экономичным способом, исключающим необходимость проведения ежедневных дорогостоящих расчетов. Такая методика была предложена Пилке (см. Форбс, Пилке, 1985).

Второй подход состоит в том, чтобы так же, как и в первом случае, выделить несколько характерных для данной местности синоптических положений, определяющих направление и скорость крупномасштабного потока. При выделении типичных ситуаций следует помнить, что на интенсивность бризовой циркуляции оказывают влияние два основных фактора, о которых говорилось в предыдущих параграфах: 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 воздушный поток может меняться весьма нерегу-

лярно, классификацию синоптических положений для получения климатических характеристик бриза лучше делать по направлению воздушного потока. Для простоты можно ограничиться двумя ситуациями: (1) крупномасштабный поток направлен с моря на сушу и (2) крупномасштабный поток направлен с суши на море. Так как 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, следует выбрать такие, которые представляют собой комбинацию скорости ветра (V) и разницы температуры между сушей и морем. Например, Биггсом и Грэйвсом (1962), Лионсом (1972) был предложен следующий индекс для определения появления или отсутствия бризовой циркуляции:

$$I_1 = V_g^2/c_p\Delta T, \qquad (5.1.2)$$

где V_g – скорость приземного геострофического ветра в утренние часы, c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, а ΔT – максимальная разность между приземной температурой воздуха и температурой поверхности воды. Для определения приземной температуры над поверхностью суши можно воспользоваться результатами измерений максимальной температуры воздуха на уровне будки. В качестве данных о температуре поверхности воды можно использовать средние значения, которые в большинстве случаев бывают известны для различных месяцев или сезонов года.

Рассчитывая по ежедневным данным V_g и ΔT и определяя наличие, скажем, морского бриза по данным о распределении облачного покрова на снимках со спутников и по обычным наземным наблюдениям, можно получить статистику при каких значениях индекса будет иметь место бризовая циркуляция. В цитировавшейся выше работе Лионса было получено, например, что в районе Чикаго озерный бриз никогда не возникал при $I_1 > 10$.

Для оценки вероятности появления бриза можно порекомендовать также индекс, имеющий смысл обратного числа Ричардсона:

$$I_2 = Re/Gr = V^2/(g\alpha L\Delta T) \simeq$$
$$\simeq 30V^2/(L\Delta T), \qquad (5.1.3)$$

где $Re = LV/\nu$ – число Рейнольдса, Gr – число Грасгофа (см. п. 5.1.1), L – масштаб длины, который для бриза можно принять равным 1 км, а ΔT и V имеют тот же смысл, что и в (5.1.2).

При построении индексов бризовой циркуляции типа I_1 или I_2 целесообразно одновременно фиксировать количественные характеристики бриза: скорость ветра на прибрежных метеорологических станциях глубину распространения бризового фронта, ширину облачной полосы на бризовом фронте и температуру верхней границы облаков на бризовом фронте. Последние три характеристики могут быть получены по снимкам облачного покрова со спутников. Глубина проникновения бриза определяется как расстояние от береговой линии до внешней границы облачной системы бризового фронта (см. рис. 5.1.1), ширина облачной полосы на бризовом фронте определяется как зона максимального скопления облаков (см. рис. 5.1.1), а температура верхней границы облаков оценивается непосредственно по ИК-изображению со спутника. Две последние характеристики являются мерой интенсивности бризовой циркуляции и могут быть использованы для того, чтобы набрать статистику об интенсивности бризов при различных значениях индексов I_1 или I_2. При наличии метеорологических наблюдений в зоне бризового фронта для характеристики его интенсивности крайне полезно использовать дополнительно сведения об осадках и грозах. Итогом такой локальной климатологии должны быть диаграммы типа изображенных на рис. 5.1.7 и 5.1.8. Необходимо помнить, что это всего лишь примеры возможного построения климатических графиков, поэтому все значения на них являются условными и пользоваться ими непосредственно нельзя.

При подготовке климатологии бризов в районах с искривленной береговой линией и неоднородным рельефом необходимо помнить, что параметры бризовой циркуляции очень чувствительны к рельефу местности, поэтому при подборе статистического коллектива необходимо следить за тем, чтобы он относился к однородным условиям рельефа.

Исходя из сказанного в п. 5.1.3 при прогнозировании морского бриза в районе искривленной береговой линии следует руководствоваться следующими правилами. В районе заливов морской бриз проникает дальше на сушу, бризовой фронт бывает менее контрастным, а облачность на нем менее мощной, поэтому опасные явления погоды здесь маловероятны. В районе узких полуостровов и мысов, особенно всхолмленных или гористых, бризовый фронт проникает в глубь суши меньше, чем в районе бухт и заливов. Бризовый фронт бывает здесь более обостренным, велика вероят-

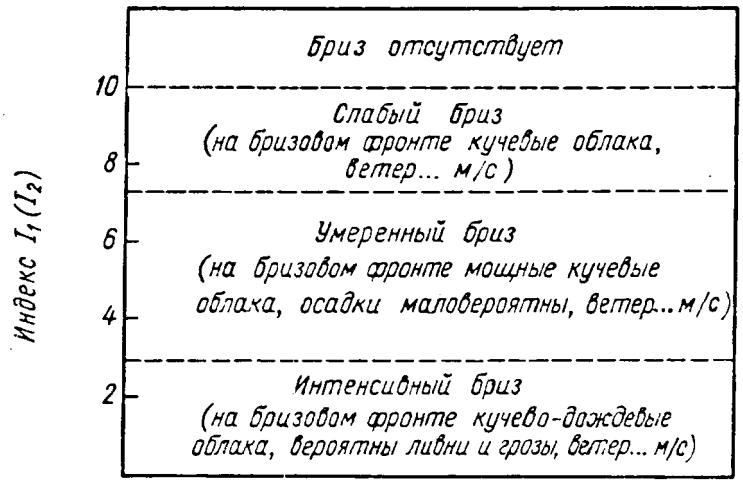


Рис. 5.1.7. Пример построения эмпирической диаграммы для определения вероятности появления морского бриза.

ность слияния двух бризовых фронтов, поэтому при прочих равных условиях над полуостровами и мысами на бризовых фронтах возникает более мощная облачность, увеличивается вероятность осадков и возможность гроз.

Завершая этот параграф, отметим, что так же как и другие мезомасштабные циркуляции, бризы могут быть полезным индикатором состояния крупномасштабного потока. Часто в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений это является полезным для качественной оценки синоптического положения. При использовании данных о бризовой циркуляции в этих целях следует руководствоваться следующим основным принципом: морской и береговой бриз бывает выражен хорошо лишь в тех случаях, когда отсутствует интенсивный крупномасштабный поток. Поэтому в тех случаях, когда на снимках облачного покрова вдоль берегов морей, озер или крупных рек бывают хорошо видны облачные системы бризов, можно с уверенностью заключить, что в данном районе в нижней тропосфере преобладают слабые ветры. При общем направлении крупномасштабного потока с водной поверхности на сушу бризовый фронт бывает более размытым и облачность на нем менее мощной. Это относится, правда, только к равнинным прибрежным участкам суши, поэтому для оценки направления крупномасштабного потока по характеру облачности на бризовом фронте следует выбирать равнинные участки местности. На гористых побережьях дополнительный подъем воздуха за счет натекания крупномасштабного потока на препятствия может привести к противоположному эффекту – увеличению облачности на бризовом фронте.

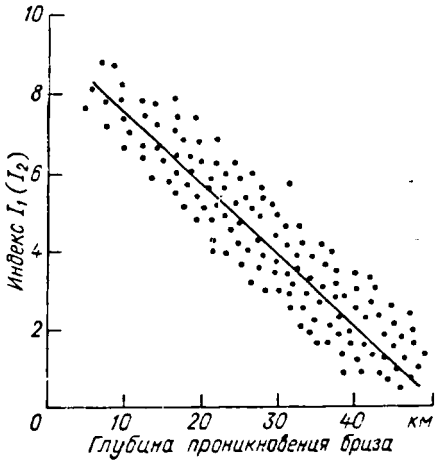


Рис. 5.1.8. Пример построения эмпирической диаграммы для определения глубины проникновения морского бриза.

При общем направлении ветра с суши на море глубина проникновения бриза уменьшается, а бризовый фронт становится более узким и обостряется. На снимках облачности со спутников это проявляется в образовании узкой полосы мощных облаков. Такого рода облачные системы на равнинных побережьях являются индикатором общего потока с суши на море.

5.2. Влияние неоднородности нагрева подстилающей поверхности на мезомасштабное распределение облачности

Часто размеры неоднородностей подстилающей поверхности или различия в температуре между ними не настолько велики, чтобы преодолевались диссипативные силы и возникала устойчивая система локальной циркуляции типа бризовой. Вместе с тем эти термические различия достаточны, чтобы над поверхностями с различной температурой образовывались разные типы облаков, обусловленные механизмами вертикального перемешивания в атмосфере.

Кроме того, в процессе интенсивной адвекции воздушные массы перемещаются с одной подстилающей поверхности на другую и на определенном пространственно-временном отрезке в значительной мере сохраняют свойства, полученные в процессе тепло- и влагообмена (а над водной поверхностью и обмена количеством движения) с предыдущей поверхностью. В процессе трансформации воздушной массы над новым типом поверхности эта „память" к предыдущему типу поверхности постепенно исчезает, однако она является достаточно устойчивой, чтобы создать характерные мезомасштабные особенности в распределении облачности.

Такого рода эффекты были известны метеорологам принципиально уже давно, однако до появления снимков облачного покрова со спутников трудно было получить сведения о размерах и продолжительности таких явлений и, самое главное, использовать информацию о влиянии неоднородности нагрева подстилающей поверхности на распределение облачности в практической работе по анализу и прогнозу погоды. Нужно сказать, что и сейчас, спустя почти 30 лет после запуска первого метеорологического спутника, метеорологи недостаточно полно используют имеющийся здесь потенциал при мезомасштабном анализе и краткосрочном прогнозе погоды.

В этом разделе мы рассмотрим эффекты дифференциального нагрева поверхности на мезомасштабное распределение кучевообразной облачности в условиях неустойчивой стратификации и на мезомасштабное распределение слоистых облаков и туманов при устойчиво стратифицированной атмосфере. Основным источником информации здесь являются снимки облачного покрова со спутников (см. Андерсон и др., 1966, Андерсон и др., 1973, Амбрози и др., 1973), поскольку они обеспечивают сплошной обзор поверхности с высоким пространственным разрешением.

5.2.1. Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение кучевой облачности

Особенно сильно термическая неоднородность подстилающей поверхности влияет на распределение кучевой облачности. В тех случаях, когда скорость ветра сравнительно невелика, преимущественное развитие кучевых облаков происходит над перегретыми приподнятыми участками суши. Напротив, долины крупных рек, озера и заболоченные участки суши остаются сравнительно свободными от облаков. Пример влияния внутренних водоемов на распределение кучевых облаков приведен на рис. 5.2.1. Снимок ориентирован с юга на север. В его левой части виден Ботнический залив, частично закрытый облачностью. В верхнем правом углу — Белое море, а в центральной части снимка черным тоном изображения выделяются озера в Финляндии и на северо-западе СССР, наиболее крупными из которых являются Ладожское (отмечено буквой А) и Онежское (отмечено буквой В). На снимке следует обратить внимание на распределение конвективных облаков над разными типами подстилающей поверхности: все озера свободны от облаков, сравнительно свободны от облаков межозерные понижения, а максимум конвективной облачности наблюдается над возвышенностями.

Когда наблюдается интенсивный перенос воздуха с более холодной поверхности на более теплую или наоборот, в поле кучевой облачности бывают хорошо заметны „теневые" эффекты. Так, например, при переносе воздуха в летнее время с холодной поверхности моря или озера на теплую поверхность суши часто можно видеть, как конвективная облачность начинает развиваться лишь на расстоянии 100—200 км от береговой линии, причем граница облачности удивительно точно повторяет конфигурацию береговой линии. При направлении воздушного потока с теплой поверхности суши на холодную поверхность моря или озера кучевые облака, образовавшиеся над сушей, начинают разрушаться над холодной поверхностью воды вскоре после пересечения береговой линии. Пример влияния дифференциального нагрева подстилающей поверхности на распределение кучевых облаков приведен на рис. 5.2.2.

Центральную часть этого снимка занимает Балтийское море. В верхней левой части снимка располагается южная оконечность Скандинавского полуострова. С востока на запад буквами А, В и С обозначены Финский, Рижский и Гданьский заливы Балтийского моря. На снимок нанесено несколько данных о ветре у поверхности Земли в 12 ч СГВ в прибрежной

Рис. 5.2.1. Пример влияния внутренних водоемов на распределение конвективной облачности над северо-западом европейской части СССР и Финляндией. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1689", 19 августа 1985 г., 13 ч 16 мин СГВ.

Рис. 5.2.2. Пример наветренных и подветренных эффектов в распределении конвективной облачности вдоль побережья Балтийского моря. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1689", 13 августа 1987 г., 12 ч 25 мин СГВ.

зоне, из которых видно, что в момент фотографирования преобладал северо-западный воздушный поток. На снимке необходимо обратить внимание на распределение облачности в прибрежной зоне. На побережье Скандинавского полуострова и северном берегу Финского залива облака вплотную подступают к береговой линии, а в отдельных местах наблюдаются даже над морем (особенно над Финским заливом). На южном побережье Балтийского моря кучевые облака начинают появляться 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 его южное побережье, конвекция начинает развиваться лишь после определенного периода трансформации холодного морского воздуха над теплой поверхностью суши.

Сходная картина наблюдается и при интенсивном воздушном переносе с холодной поверхности суши на более теплую поверхность моря или озера: кучевые облака начинают возникать лишь на расстоянии от нескольких десятков до нескольких сотен километров от береговой линии, и граница появления облаков хорошо повторяет границу береговой линии. Такого рода ситуации наиболее часто 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. 5.2.3.

На этом снимке отчетливо видно побережье Азиатского континента и Корейского полуострова. На изображение нанесено несколько данных о ветре на уровне 850 гПа в 0 ч СГВ, которые свидетельствуют о том, что в момент фотографирования в данном районе имел место перенос холодного воздуха из континентальных районов на теплую поверхность Японского моря. На снимке следует обратить внимание на безоблачную полосу над морской поверхностью, которая практически повторяет конфигурацию береговой линии. Ширина ее составляет в среднем 60–70 км. Образование облачности над морем начинается лишь после того, как происходит достаточное прогревание приводного слоя воздуха.

Отмеченные выше закономерности целесообразно использовать при мезомасштабном анализе облачности и ее краткосрочном прогнозировании. В условиях антициклонической погоды с однородными синоптическими условиями следует при прочих равных условиях 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 в потоке синоптического масштаба. Качественные рекомендации состоят здесь в том, что при сильном ветре с холодной морской (озерной) поверхности в прибрежной зоне шириной до 100–200 км можно ожидать малооблачную погоду. Аналогично зону малооблачной погоды шириной 100–200 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 двумя типами поверхности и скоростью воздушного потока. Чем больше скорость ветра (V) и чем меньше температурный контраст (ΔT) между сушей и водой, тем дальше от береговой линии будут образовываться кучевые облака. Для того чтобы более уверенно прогнозировать кучевую облачность в прибрежной зоне крупных озер и морей, можно построить для данного района эмпирический график, подобный изображенному на рис. 5.2.4. Для построения такого графика можно использовать индекс I_1 или I_2, приведенный в п. 5.1.4, а оценку ширины зоны с малооблачной погодой производить по снимкам с метеорологических спутников. Такого рода график будет учитывать местные географические условия и может оказаться полезным при прогнозировании облачности в прибрежной зоне.

Замечание. К графику, приведенному на рис. 5.2.4, следует относиться как к иллюстрации. Им нельзя пользоваться для оценки зон малооблачной погоды.

Завершая этот параграф, отметим, что мезомасштабные особенности в распределении облачности помимо непосредственного интереса для прогнозирования погоды в локальном масштабе могут использоваться для качественной оценки направления и скорости крупномасштабного потока в данном районе. Так, при наличии широкой безоблачной зоны над сушей вдоль побережья и постепенном появлении облачных гряд на некотором расстоянии от береговой линии на снимках облачности со спутника можно уверенно заключить, что в данном районе имеет место крупномасштабный перенос воздуха с моря (озера) на сушу. Напротив, при сносе кучевых облаков с поверхности суши в прибрежную зону моря (озера) можно заключить, что крупномасштабный поток направлен с суши на море.

Аналогично при наличии безоблачной зоны вдоль побережья и прогрессивном росте куче-

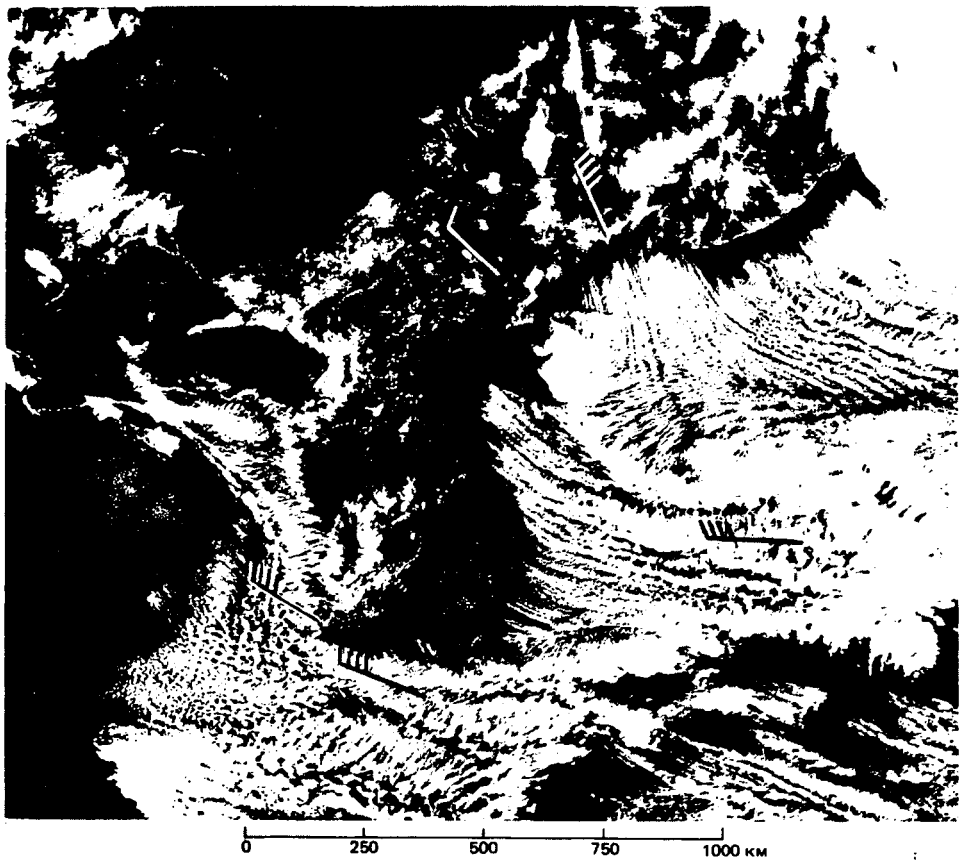


Рис. 5.2.3. Пример „теневого" эффекта в распределении облачности при переносе холодных масс континентального воздуха на теплую морскую поверхность. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1500", 14 января 1985 г., 00 ч 40 мин СГВ.

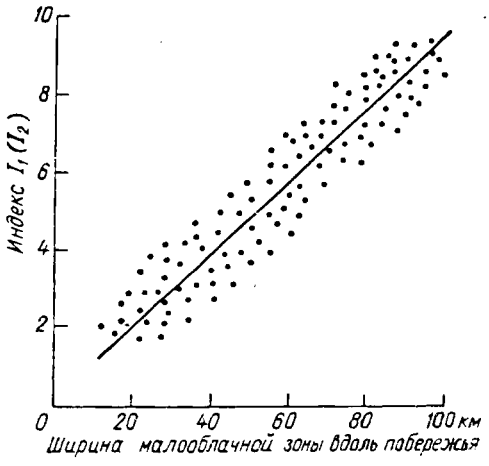


Рис. 5.2.4. Пример построения эмпирического графика для оценки ширины малооблачной зоны вдоль побережья.

вых облаков над теплой водной поверхностью можно сделать уверенный вывод о том, что воздушный поток синоптического масштаба направлен с суши на море. Эти правила могут быть полезными для оценки общего направления крупномасштабного воздушного потока в данном районе.

5.2.2. Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение слоистообразной облачности и тумана

Эффекты термической неоднородности подстилающей поверхности сказываются не только на распределении кучевых облаков, но и на распределении слоистых облаков и туманов. Принципиально о наиболее частом появлении туманов в пониженных участках рельефа (речных и горных долинах, озерных котлованах), а также над районами холодных океанических течений метеорологам известно уже давно. Существует большое количество работ, посвященных вопросам образования туманов над поверхностями, охлаждающимися вследствие радиационных или динамических процессов. Физика явления состоит здесь в том, что при сравнительно низком уровне перемешивания воздух, охлаждающийся от подстилающей поверхности, достигает состояния насыщения и образуется туман или низкие слоистые облака.

Мы не будем останавливаться здесь подробно на механизме образования низких облаков и туманов, поскольку эти вопросы достаточно подробно изложены в курсах по физике атмосферы, а рассмотрим лишь вопросы пространственного распределения зон низких облаков и туманов в связи с температурными неоднородностями поверхности.

Наиболее полную информацию о пространственном распределении низких облаков и туманов можно получить по изображениям поверхности Земли со спутников. Поскольку на снимках облачности часто невозможно отличить низкие облака от туманов, анализ лучше производить, используя как снимки со спутника, так и результаты обычных метеорологических наблюдений, с тем чтобы иметь дополнительную информацию о нижней границе облаков, и разделить туман и низкую облачность. Для туманов и низких облаков, образующихся над сушей или внутренними водоемами, характерен рисунок, повторяющий рельеф местности. По этому признаку локальные области туманов и низких облаков довольно легко отличить от более мощной облачности, в образовании которой ведущую роль играют динамические процессы. Пример низкой облачности и туманов, связанных с радиационным охлаждением и стоком холодного воздуха в пониженные участки местности, приведен на рис. 5.2.5.

В восточной части этого снимка расположен Ляодунский залив, покрытый туманом. Здесь необходимо обратить внимание на белый тон изображения речных долин, появившийся на снимке в связи с тем, что они заняты низким радиационным туманом. Снимок сделан примерно в 11 ч по местному времени. Для осеннего сезона в умеренных широтах туманы в речных долинах в утренние часы весьма характерны при антициклонических условиях погоды. В данном случае вертикальная мощность тумана была незначительной, поскольку он не распространялся далеко от русла реки.

Информацию о туманах и облаках, подобную приведенной на рис. 5.2.5, очень полезно анализировать совместно с топографической картой масштаба, сходного или более высокого, чем снимок со спутника. Это связано с тем, что верхняя граница туманов и низких облаков бывает довольно однородной по высоте и практически совпадает с изогипсами. Сравнивая контур тумана с контуром изогипс, можно более или менее точно определить высоту верхней границы облаков или тумана на большой территории и получить таким образом сведения об их мощности. Эта исходная информация является весьма ценной для подготовки краткосрочного прогноза погоды, так как при прочих равных условиях более мощные низкие облака и туманы рассеиваются медленнее.

Поскольку снимки со спутника дают непосредственную информацию о пространственном расположении зоны туманов с гораздо большей точностью, чем сеть метеорологических станций, то эти снимки можно исполь-

Рис. 5.2.5. Пример тумана в речных долинах на северо-востоке Китая. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1869", 8 сентября 1987 г., 3 ч СГВ.

Рис. 5.2.6. Пример морского тумана у западного побережья Южной Америки. Снимок в видимом участке спектра, ,,Метеор-2'', 9 марта 1983 г., 13 ч 00 мин СГВ.

Рис. 5.2.7. Пример морского тумана у южного побережья Черного моря. Снимок в видимом участке спектра, „Космос-1689", 7 апреля 1986 г., 8 ч 10 мин СГВ.

зовать для обоснованной пространственной экстраполяции результатов наземных наблюдений.

Над морем низкие облака и туманы образуются чаще всего над холодными течениями, где вследствие поднятия холодных вод происходит постоянное охлаждение приводного слоя воздуха и конденсация в нем водяного пара. Наиболее 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 часты над холодными Бенгельским и Лабрадорским течениями.

Для мезомасштабного анализа морских туманов, особенно в прибрежной зоне, наиболее полезными являются снимки облачного покрова со спутников в видимом диапазоне. Так же, как и в континентальных районах, анализ туманов и низких облаков в прибрежной зоне целесообразно производить совместно с крупномасштабной топографической картой — это дает возможность оценить степень проникновения морского тумана на побережье. Примеры морского тумана приведены на рис. 5.2.6. и 5.2.7.

На рис. 5.2.6 отчетливо видно Тихоокеанское побережье Чили. В нижней части снимка хорошо просматриваются заснеженные хребты Анд. В районе А более светлый тон изображения соответствует долине р. Параны. Несколько севернее г. Сантьяго (отмечен буквой В на снимке) вдоль побережья простирается обширная зона слоистых облаков и туманов. Данные о приземном ветре в 12 ч СГВ указывают на то, что ветер в зоне облаков и туманов направлен с моря на сушу. На снимке следует обратить внимание на структуру восточной границы массива низких облаков и туманов: она имеет зазубренную форму, так как повторяет рельеф местности. Низкие облака и туман проникают дальше в глубь континента по долинам рек, а возвышенные участки остаются свободными от облачности.

Масштаб снимка на рис. 5.2.7 в 3 раза больше, чем масштаб снимка на рис. 5.2.6, поэтому процесс натекания морского тумана на прибрежную полосу суши здесь можно проследить более детально. В центральной части снимка отчетливо видно северо-западное и западное побережья Черного моря. Юго-западная часть Черного моря занята массивом низких слоистых облаков и туманов. К северу от точки А расположен мыс Синоп, а к северу от точки В — пролив Босфор. Сравнение снимка с топографической картой того же масштаба показывает, что слабыми северными ветрами морской туман переносится на поверхность суши, причем наиболее глубоко (на расстояние до 50 км) он проникает вдоль долин рек. Положение горного хребта Кюр к востоку от точки А и других хребтов вдоль побережья, с господствующими вершинами до 1500—1900 м, на снимке можно заметить как более темные полоски, так как склоны хребтов покрыты лесом. Расстояние от гребней хребтов до побережья составляет 30--50 км, поэтому на снимке хорошо видно, насколько в различных местах низкие облака и туман продвинулись с моря на сушу.

Если в распоряжении прогнозиста имеется последовательность изображений с геостационарного спутника (видеокольцо), то путем многократного просмотра видеокольца за последние 6—12 ч можно получить представление о динамике зоны туманов в прибрежной зоне на предшествующем отрезке времени и дать краткосрочный прогноз тумана, по крайней мере на ближайшие 6 ч, путем экстраполяции тенденции его динамики. Практически наиболее просто оценить перемещение фронта тумана в предыдущие 6 ч и проэкстраполировать это перемещение на ближайшие 6 ч.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Монографии и сборники работ по мезометеорологии и сверхкраткосрочному прогнозу погоды[1]

А м б р о з и П., Вельтищев Н. Ф., Гетц Г. Н о й м а й с т е р Х., Р у н к а н у Т., Ш а р о в В. Г. 1973. Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды. —Л.: Гидрометеоиздат. 150с.

Бурман Э. А. 1969. Местные ветры. —Л.: Гидрометеоиздат. 341с.

М у с а е л я н Ш. А. 1962. Волны препятствий в атмосфере. -Л.: Гидрометеоиздат. —143 с.

Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды/Под ред. И. П. Ветлова, Н. Ф. Вельтищева. 1982. — Л.: Гидрометеоиздат. 300 с.

Ш а к и н а Н. П. 1985. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. — Л.: Гидрометеоиздат. — 263 с.

Ш е л к о в н и к о в М. С. 1985. Мезометеорологические процессы в горных районах и их влияние на полеты воздушных судов. —Л.: Гидрометеоиздат, —208с.

A l a k a M. A. (ed.), 1960. The airflow over mountains//WMO, Techn. Rep. 34, WMO N 68. 135 p.

A n d e r s o n R., F e r g u s o n E., O l i v e r V. 1966. The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting//WMO, Techn. Note 75, WMO N 190. -184 p.

A n d e r s o n R. e. a. 1973. The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting//WMO, Techn. Note 124, WMO N 333.-275 p.

Atkinson B. W. 1981. Meso scale atmospheric circulations. — London; New York; Toronto; Sydney; San-Francisco. Academic Press. —495 p.

B r o w n i n g K. A. 1982. Nowcasting. —London: Academic Press. —256 p.

K i s e l n i k o v a V. Z., P e к e l i s E. M., Press m a n D. Ja., Veltishchev N. F., Z h e l h i n A. A 1987. Development of mesoscale models for weather elements prediction//WMO, PSMP Rep. Ser., N 23. —241 p.

M e s o s c a l e analysis and forecasting. —Proc. Internat. Symp. Vancouver, Canada, 17—19 August 1987. -696 p.

Nowcasting. Mesoscale observations and short-range prediction. —Proc. Internat. IAMAP Symp., 25—28 August 1981, Hamburg. —415 p.

Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecasting. —Proc. Second Internat. Symp. on Nowcasting, Norrkoping, Sweden, 3—7 September 1984, —524 p.

P i e l к e R. A. 1984. Mesoscale meteorological modelling.—New York Academic Press.—612 p.

Введение

A n d r e J. C., L e Sieur M. 1977. Influence of helicity oh the evolution of isotropic turbulence at high Reynolds numder/ZJ.Fluid Mech., 81. P 187—207.

A n t h e s R. A. 1983. Regional models of the atmosphere in middle latitudes//Mon. Wea. Rev., 111. P. 1306-1335.

A n t h e s R. A. 1984. Predictability of mesoscale meteorological phenomena//Predictability of fluid motions/G. Holloway, B. J. West, eds. P. 247—270. Am. Inst. Phys., New York.

A n t h e s R. A. e. a. 1985. Predictability of mesoscale atmospheric motions//Advances in Geophysics 28 B. -P. 159-202.

Golding B. W., L e s lie L. M., Mi I Is G. A 1985. Mesoscale dynamical models and practical weather prediction//ESA J., N 2. —P. 181—193.

Lilly D. K. 1984. Some facets of the predictability problem for atmospheric mespscales//Predictability of fluid motions/G. Holloway, B. J. West, eds. P. 287—294. Am. Inst. Phys., New York.

O r l a n s k i I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes//Bull. Am. Meteorol. Soc. 56. —P. 527—530.

Глава 2

В л а д и миро в С. А. 1987. Численная модель холодного фронта с .высоким пространственно-временным разрешением//Труды Центр. аэрол. обсерватории, вып. 163,—С. 46—57.

Г е р ш у н и Г. З. и Ж у х о в и ц к и й Е. М. 1972. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.. Наука. —392 с.

Ж ел н и н А. Старостин А. Н. 1987. Сверхкраткосрочный прогноз и проблема предсказуемости мезомасштабных атмосферных процессов// Метеорология и гидрология, № 10, —С. 5—13.

Миннахмето в Р. М., Старо с т и н А. Н. 1986. Пространственно-временная структура грозово-градового процесса 28 июня 1982 г.//Проблемные вопросы активного воздействия на атмосферные процессы в Молдавии. —Кишинев; Штиинца, —С. 31-44.

С та р о с т и н А. Н., Л и в ши ц Е. М., Швецов В. С. 1983. Мезомасштабная структура полей радиоэха конвективных облаков в Молдавии//Метеорология и гидрология, № 10. —С. 55—59.

Фалькович А. И. 1979. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. -Л.: Гидрометеоиздат. —247 с.

Agee E. M. 1987. Mesoscale cellular convection over the oceans//Dynamics of Atmospheres and Oceans, 10. -P. 317-341.

B o d o l a i-J a k u s E., K a p ov its A., T a n c - zer T., P i n t e r F. 1987. Detailed analysis of a mesoscale convective complex situation in the Carpatian basin//Mesoscale Analysis and Forecasting. Proc. Intern. Symp. Vancouver, Canada, 17—19 August 1987. —P. 345-350.

Brandes E. A. 1981. Fine structure of the Del-City-Edmonton tornadic mesocirculation//Mon. Wea. Rev., 109. -P. 635-647.

Brown J.M. 1979, Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation A numerical study// Journ. Atm. Sci., 36.-P. 313-338.

Browning K. A., H i ll F. F. 1984. Structure and evolution of a mesoscale convective system near British Isles //Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 110. -P. 897-913.

Chandrasekhar S. 1961. Hydrodynamic and Hydromagnetic stability. —Oxford; Clarendon Press. -652 p.

Chen Q.-S. 1987. Effects of the large scale motion and horizontal inhomogeneity of the moist static instability on development of the mesoscale convective systems in the midlatitudes//Mesoscale Analysis and Forecasting. Proc. Int. Symp. Vancouver, Canada, 17—19 August, 1987.-P. 351-356.

C o tt o n W. R,, M c A n e l l y R. L. 1984. The meso- scale evolution of midlatitude meso-a-scale convective complexes//Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecasting. Second Intern. Symp. on Nowcasting, Norrkoping,

Dorian P., Koch S. E., S k i l l m a n C. 1987. The combined use of diagnosed mesoscale frontogenesis and satellite imagery in forecasting squall line formation// Mesoscale Analysis and Forecasting. Proc. Intern. Symp. Vancouver, Canada, 17—19 August 1987. -P 111—116.

E s b e n s e n S. K., D e s i l v a S. J. 1987. Statist-

[1] Монографии и сборники работ по мезометеорологии выделены как для удобства читателя, так и во избежание их повторения в списках литературы к разным главам.

cal reletionships between the mesoscale organization of convection and the largescale wind profiles during GATE//Mesoscale Analysis and Forecasting. Proc. Intern. Symp. Vancouver, Canada, 17–19 August 1987. – P. 381–386.

Frank W. M. 1978. The life-cycle of GATE convective systems//Journ. Atm. Sci., 35. –P. 1256–1264.

Fritsch J. M., Maddox R. A. 1981. Convectively driven mesoscale weather systems aloft. Part I; Observations//Journ. Appl. Meteorol, 20. –P. 9–19.

Fritsch J. M., Maddox R. A. 1981. Convectively driven mesoscale weather systems aloft. Part II: Numerical simulations//Journ. Appl. Meteorol., 20. –P. 20–26.

Gamache J. F., Houze R. A., Jr. 1982. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line// Mon. Wea. Rev., 110. –P. 118–135.

Houze R. A., Jr. 1977. Structure and dynamics of tropical squall-line system//Mon. Wea. Rev., 105. –P. 1540–1567.

Klemp J. B., Wilhelmson R. B., Ray P. S. 1981. Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm//Journ. Atm. Sci., 38. – P. 1558–1580.

Koch S. E. 1984. The role of an apparent mesoscale frontogenetical circulation in squall-line initiation// Mon. Wea. Rev., 112. –P. 2090–2111.

Krueger A. E., Fritz S. 1961. Cellular cloud patterns revealed by TIROS I//Tellus, 13. –P. 1–7.

Leary C. A. 1979. Behaviour of the wind field in the vicinity of a cloud cluster in the intertropical convergence zone//Journ. Atm. Sci., 36, –P. 631–639.

Maddox R. A. 1980. Mesoscale convective complexes//Bull. Am. Meteorol. Soc., 61. –P. 1374–1387.

Maddox R. A. 1983. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes//Mon. Wea. Rev., 111. –P. 1475–1493.

Matthews D. A. 1984. Automated analysis and nowcasting of mesoscale convective systems//Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecasting. Proc. Second Intern. Symp, on Noweasting, Norrköping, Sweden, 3–7 Septemder.–P. 31–36.

Rodgers D. M., Howard D. E., Johnston E. C. 1983. Mesoscale convective complexes over the United States during 1982//Mon. Wea. Rev., 111,– P. 2363–2369.

Sun W.-Y., Ogura Y. 1979. Boundary layer forcing as a possible trigger to a squal-line formation //Journ. Atm. Sci., 36. –P. 235–254.

Williams K. T., Gray W. M. 1973. Statistical analysis of satellite observed trade wind cloud clusters in the western North Pacific //Tellus, 25. P. 313–336.

Wilson J., Roesly H. P. 1985. Use of Doppler radar networks in mesoscale analysis and forecasting// ESA Journal, 9. –P. 125–146.

Wilson J. W., Schreiber W. E. 1986. Initiation of convective storms at radar-odserved boundary layer convergence lines//Mon. Wea. Rev., 114. –P. 2516–2536.

Zipser E. J. 1977. Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall-line structure//Mon. Wea. Rev., 105. –P. 1568–1580.

Глава 3

Бончковская Т. В. 1959. Основные результаты моделирования атмосферной циркуляции во вращающихся сосудах с жидкостью//Труды Морского гидрофиз. ин-та, т. 16. С. 44–73.

Бугаева Г. В., Вельтищев Н. Ф. 1976. Результаты численного моделирования конвективных облачных вихрей//Труды Гос. н.-и. центра по изучению природных ресурсов, вып. 1. –С. 80–93.

Владимиров С. А. 1987. Численная модель холодного фронта с высоким пространственно-временным разрешением//Труды Центр. аэрол. обсерватории, вып. 163. –С. 46–57.

Ефремов В. Н., Мельничук Ю. В. 1976. Исследование мезомасштабных вертикальных потоков в осадках//Изв. Ан СССР. Физика атмосферы и океана, т. 12, –С. 696–702.

Ляхов А. А., Шакина Н. П. 1980. Мезомасштабная структура полей ветра, температуры и осадков на холодном фронте//Труды Гидрометцентра СССР, вып. 235. –С. 37–50.

Матковский Б. М., Шакина Н. П. 1982. Мезомасштабная структура фронта окклюзии над центром ЕТС по данным специальных измерений//Метеорология и гидрология, № 1. –С. 24–33.

Минина Л. С. 1966. Высотный мезовихрь и его некоторые особенности//Метеорология и гидрология, № 6. –С. 21–30.

Попова Т. П., Царькова А. М. 1967. Вторичный облачный вихрь//Метеорология и гидрология, № 9. –С. 24–29.

Постнов А. А. 1983. Мезомасштабная структура поля ветра в зонах теплых фронтов над Европейской территорией СССР//Метеорология и гидрология, № 2. –С. 25–31.

Ромов А. И. 1965. Мезоструктура фронтальных осадков//Метеорология и гидрология, № 6, –С. 19–23.

Шакина Н. П. 1980. Оценка влияния горизонтальной и вертикальной стратификации на свойства устойчивости воздушных течений//Труды Гидрометцентра СССР, вып. 215. –С. 76–83.

Akiyama T. 1987. Conceptual models of Baiu front and Baiu frontal disturbances in multi-scale characteristics//Mesoscale analysis and Forecasting. Proc. Intern. Symp. Vancouver, Canada, 17–19 August 1987. –P. 189–194.

Bennetts D. A., Hoskins B. J. 1979. Conditional symmetric instability – a possible explanation of for frontal rainband//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 105. –P. 945–962.

Browning K. A. 1974. Mesoscale structure of rain systems in the British Isles//Journ. Meteorol. Soc. Japan, II, 52. –P. 314–327.

Browning K. A. 1985. Conceptual models of precipitation systems//ESA Journal, N 2.–P. 157–180.

Clark R. H. 1977. Some remarks on the subject of fronts. Two day workshop on fronts. Conference Handbook, Melbourne (Available from Roy. Meteorol. Soc., Austral. Branch).

Emanuel K. E. 1979. Internal stability and mesoscale convective systems. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids//Journ. Atmos. Sci., 36. –P. 2425–2449.

Fedor L. S., Foss A., Groehaas S., Hoem V., Lystad H., Shapiro M. A., Wilhelmson K. 1984. Forecasting of polar lows//Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecasting. Proc. Second Intern. Symp. on Nowcasting, Norrköping, Sweden, 3–7 September 1984. –P. 47–52.

Fultz D. 1956. A survey of certain thermally and mechanically driven systems of meteorological interest// Fluid Models in Geophysics. Washington, D. C. –P. 27–63.

Harrold T. W., Browning K. A. 1969. The polar low as a baroclinic disturbance//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 95. –P. 710–723.

Herzegh P. H., Hobbs P. V. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds//Journ. Atmos. Sci., 37. –P. 568–596.

Herzegh P. H., Hobbs P. V. 1981. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. IV. Vertical air motions and microphysical structures of prefrontal surge clouds and cold-frontal clouds//Journ. Atmos. Sci., 38, —P. 1771—1784.

Heymsfield G. M. 1979. Doppler radar study of warm frontal region//Journ. Atmos. Sci., 36. — P. 2093—2107.

Hide R. 1958. An experimental study of thermal convection in a rotating liquid//Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A, N 983.—P. 441—478.

Hobbs P. V. 1978. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms//Rev. Geophys. Space Phys., 16. — P. 741—755.

Hobbs P. V., Biswas K. R. 1979. The cellular structure of narrow cold frontal rainbands//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 105. —P. 723—727.

Hobbs P. V., Matejka T. J., Herzegh P. H., Locatelly J. D., Houze R. A., Jr. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front//Journ. Atmos. Sci., 37. —P. 568—596.

Houze R. A., Jr. Hobbs P. V. 1982. Organization and structure of precipitating cloud systems//Adv. Geophys., 24.—P. 225—315.

Houze R. A., Jr., Hobbs P. V., Biswas K. R., Davis W. M. 1976. Mesoscale rainbands in extratropical cyclones//Mon. Wea. Rev., 104. —P. 868—878.

Houze R. A., Jr., Rutledge S. A., Matejka J., Hobbs P. V. 1981. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III: Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband//Journ. Atmos. Sci., 38. —P. 639—649.

Hsie E. Y., Anthes R. A., Keyser D. 1984. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere//Journ. Atmos. Sci., 41. —P. 2581—2594.

Kreitzberg C. W., Brown H. A. 1970. Mesoscale weather systems within an occlusion//Journ. Appl. Meteorol., 9. —P. 417—432.

Locatelly J. D., Hobbs P. V., Werth J. A. 1982. Mesoscale structure of vorticies in polar air stream// Month. Wea. Rev., 110. —P. 1417—1433.

Mullen S. L. 1979. An investigation of small synoptic scale cyclones in polar air streams//Mon. Wea. Rev., 107. —P. 1636—1647.

Nakagawa Y., Frenzen P. 1955. A theoretical and experimental study of cellular convection in rotating fluids//Tellus, 7.—P. 1—21.

Nozumi Y., Arakawa H. 1968. Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean//Journ. Geophys. Res., 1968, 73.— P. 487—492.

Rasmussen E. 1979. The polar low as an extratropical CISK—disturbance//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 105. —P. 531—549.

Rasmussen E. 1981. An investigation of a polar low with a spiral cloud structure//Journ. Atmos. Sci., 38. P. 1785—1792.

Reed R. J. 1979. Cyclogenesis in polar air streams//Mon. Wea. Rev., 107. —P. 38—52.

Shakina N. P., Postnov A. A., Lyakhov A. A. 1984. Layered sloping mesoscale structures and rainbands in atmospheric frontal regions and their relation to symmetric instability//Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecastting. Proc. Second Intern. Symp. on Nowcasting, Norrköping, Sweden, 3—7 September 1984.—P. 57—62.

Sun W.-Y. 1984. Rain bands and symmetric stability//Nowcasting II. Mesoscale observations and very-short-range weather forecastting. Proc. Second Intern. Symp. on Nowcasting, Norrköping, Sweden, 3—7 September 1984. —P. 53—56.

Vladimirov S. A., Pastushkov R. S. 1984. A numerical model of cold front convective clouds//Proc. 9th Int. Cloud Phys. Conf., Tallin, 1982, 2. —P. 647—650.

Глава 4

Гельмгольц Н. Ф. 1962. Горно-долинная циркуляция северных склонов и предгорий Тянь-Шаня. Л.: Гидрометеоиздат. —330 с.

Гусев А. М., Крошкин М. Г. (редакторы) 1959. Новороссийская бора//Труды Морского гидроф. ин-та, т. 14.—330 с.

Дородницын А. А., 1938. Возмущения воздушного потока, вызванные неровностями поверхности земли//Труды ГГО, вып. 23. —С. 3—16.

Курбаткин Г. П. 1959. Учет негеострофичности в пространственной задаче обтекания гор//Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4. —С. 581—592.

Пекелис Е. М. 1969. Обтекание изолированного препятствия воздушным потоком (нелинейная задача) //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 5, —С. 3—16.

Пекелис Е. М. 1971. Расчет горных волн в реальной атмосфере//Метеорология и гидрология, № 4. —С. 27—28.

Смирнова Н. В. 1968. Волнистые облака препятствий, наблюдаемые с искусственных спутников Земли//Труды Гидрометцентра СССР, вып. 20. — С. 30—34.

Arakawa S. 1968. A proposed mechanism of fall winds and Dashikaze//Meteorol. Geophys., 19.—P. 69—99.

Arakawa S. 1969. Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan//Geophys. Mag., 34. —P. 349—425.

Brunt D. 1927. The period of simple vertical oscillations in the atmosphere//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 53. —P. 30—31.

Calabres P. A. 1966. Forecasting mountain waves//ESSA Tech. Meto. WBTM-FRST-6.

Chopra K. P. 1973. Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands//Adv. Geophys., 16. —P. 297—421.

Chopra K., Hubert L. F. 1964. Karman vortex-streets in the earth's atmosphere//Nature, Lond., 203. —P. 1341—1343.

Chopra K. P., Hubert L. F. 1965. Mesoscale eddies in wake of islands//Journ. Atmos. Sci., 22. —P. 652—657.

Corby G. A. 1957. A preliminary study of atmospheric waves using radiosonde data//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 83.—P. 49—60.

Corby G. A., Wallington C. E. 1956. Airflow over mountains: the lee wave amplitude//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 82. —P. 266—274.

Hill F. F., Browning K. A., Bader M. J. 1981. Radar and raingauge observations of orographic rain over South Wales//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 107. —P. 643—670.

Houghton D. D., Isaacson E. 1968. Mountain winds//Stud. numer. Anal., 2.—P. 21—52.

Houghton D. D., Kasahara A. 1968. Non-linear shallow fluid flow over an isolated ridge// Comun. Pure Appl. Math., 21. —P. 1—23.

Hubert L. F., Krueger A. F. 1962. Satellite pictures of mesoscale eddies//Mon. Wea. Rev., 90. — P. 457—463.

Jeffreys U. 1922. On the dynamics of the wind//Quart. Journ. Roy. Meteorol., Soc., 48. —P. 29—47.

von Karman Th. 1911. Über den Mechanis-

mus des Widerstandes den ein lewegter Körper in einer Flüssigkeit erfahrt, Göttingen Nachrichten//Math. Phys. Kl.,4. –S. 509–517.

„ von Kármán Th. V., Rubad H. 1912. Über den Mechanismus des Flüssigkeits - und Luftwiderstandes//Phys. Zs. 13. – S. 49–59.

Klemp J. B., Lilly D. K. 1975. The dynamics of wave induced downslope winds//Journ. Atmos. Sci., 32. –P. 320–339.

Klemp J. B. Lilly D. K. 1978. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves//Journ. Atmos. Sci., 35. –P. 78–107.

Küttner J. 1939. Moazagotl und Föhnwelle// Beitr. Phys. Freien Atmos. 25. –S. 79–114.

Lilly D. K., Zipser E. J. 1972. The Front Range Windstorm of 11 January 1972//Weatherwise, 25. – P. 56–63.

Lyons J. J., Steedman R. K. 1981. Stagnation and nocturnal temperature jumps in a desert region of low relief//Bound. Layer Meteorol., 21. –P. 369–387.

Lyra G. 1940. Über den Einfluss von Bodenerhebungen auf die Strömung einer stabil geschichteten Atmosphäre//Beitr. Phys. freien Atmos., 26. –P. 197–206.

Manins P. C., Sawford B. L. 1982. Mesoscale observations of upstream blocking//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 108. –P. 427–434.

Nicholls J. M. 1973. The airflow over mountains: Research 1958–1972//WMO Techn. Note 127, WMO N 355. –73 p.

Peltier W. R., Clark T. L. 1979. The evolution and stability of limite-amplitude mountain waves. Part II. Surface wave drag and severe downslope windstorms// Journ. Atmos. Sci., 36. –P. 1498–1529.

Peltier W. R., Clark T. L. 1983. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 109. –P. 527–548.

Queney P. 1941. Ondes de gravite produites dans un courant aerien par une petite chaine de montagnes// C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 213. –P. 588–591.

Sangster W. E. 1977. An updated objective forecast technique for Colorado downslope winds//NOAA Techn. Memo, NWS CR-61. –P. 1–24.

Sawyer J. S. 1962. Gravity waves in the atmosphere as a three-dimensional problem//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 88. –P. 412–425.

Scorer R. S. 1949. Theory of waves in lee of mountains//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 75. –P. 41–56.

Scorer R. C., Klieforth H. 1959. Theory of mountain waves of large amplitude//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc. 85. –P. 131–143.

Scorer R. S., Wilkinson M. 1956. Waves in the lee of an isolated hill//Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc., 82. –P. 419–427.

Strouhal V. 1878. Über eine besondere Art der Tonerregung//Annalen Phys. chem., New Series, 5. P. 216–251.

Thomson R. E., Gower J. F. R., Bowker N. W. 1977. Vortex streets in the wake of the Aleutian Islands//Mon. Wea. Rev., 105. –P. 873–884.

Thyer N. H. 1966. A theoretical explanation of mountain and valley winds by a numerical method// Arch. Meteorol. Geophys. Biolklim. A, 15. –P. 318–347.

Tsuchiya K. 1969. The clouds with the shape of Kármán vortex street in the wake of Cheju Island, Korea//Journ. Meteorol. Soc. Japan, 47. –P. 457–465.

Tyson P. D., Preston-Whyte R. A. 1972. Observations of regional topographically – induced wind systems in Natal//Journ. Appl. Meteorol., 11. – P. 643–650.

Wallington C. E. 1980. Prediction of lee wave factors//Aero-Revue, N 5. –P. 429–434.

Wehner H. 1949. Untersuchung mikrobarographischer Wellen auf Jan Mayen//Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig. –S. 16, 5–56.

Wurtele M. G. 1957. The theree-dimensional lee wave//Beitr. Phys. freien Atmos., 29. –P. 242–252.

Yih C. S. 1980. Interplay and competition of forces in stratified flows//Proc. Second Internat. Symp. on Stratified Flows. –New York: Academic Press, 17–39.

Zimmerman L. I. 1969. Atmospheric wake phenomena near Canary Islands//Journ. Appl. Meteorol., 6.– P. 896–907.

Глава 5

Biggs W. G., Graves M. E. 1962. A lake breeze index//Journ. Appl. Meteorol., 1. –P. 474–480.

Forbes G. S., Pielke R. A. 1985. Use of observational and model – derived fields and regime model output statistics in mesoscale forecasting//ESA Journal, N 2. –P. 207–226.

Lyons W. A. 1972. The climatology and prediction of the Chicago lake breeze//Journ. Appl. Meteorol., 11.–P. 1259–1270.

ПОСОБИЕ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ

* *

Введение

Настоящий сборник лекций не содержит приложений с упражнениями, поскольку тако- го рода практические работы желательно выполнять на , живом ' материале, характерном для географического района, в котором работает студент, а также с учетом нужд его практической работы. Кроме этого, большая часть материалов для таких упражнений должна включать в себя снимки облачного покрова или изображения радиолокационных наблюде-ний за осадками. Помещение большого коли- чества фотографического материала в прило- жениях представляет определенные трудности с издательской точки зрения. В этой связи самостоятельную работу студентам целесообразно выполнять в центре, где они проходят курс занятий по мезометеорологии, или (после окончания курсов) по месту их работы, используя для этой цели материалы спутниковых радиолокационных и обычных метеорологических наблюдений.

Общий подход к самостоятельным заня- тиям должен состоять в том, чтобы повторить на нескольких примерах анализ, выполненный в сборнике лекций, а там, где это возможно, составить пробные краткосрочные или сверхкраткосрочные прогнозы погоды, следуя рекомендациям, изложенным в соответствующих параграфах лекций. Если для практической работы студента представляет интерес та или иная эмпирическая номограмма, приведенная в сборнике лекций, то студент, следуя соответствующему примеру в лекциях, может построить свою собственную номограмму, используя для этой цели материалы из географического района, представляющего для него практический интерес. После проверки такого графика на независимой выборке он может стать практическим средством, облегчающим мезомасштабный анализ и прогноз в районе, где работает студент.

Ниже будут даны рекомендации студентам по проведению самостоятельных упражнений и самостоятельному построению диагностических и прогностических графиков.

Глава 2

Для того чтобы понять, насколько правиль- но Вы интерпретируете мезомасштабные об лачные системы, связанные с процессами мелкой конвекции, попытайтесь на одном-двух примерах произвести анализ, аналогичный проведенному на примере рис. 2.1.6 в сборнике лекций. С этой целью возьмите снимок (или —композицию снимков) облачности со спутника, на котором имеются поля конвективных ячеек и гряд облачности. Используя сведения, содержащиеся в разделе 2.1, попытайтесь восстановить поле воздушных течений по грядам кучевых облаков и деформированным ячей- кам, определить по снимку тип облачности (кучевые;слоисто-кучевые, кучево-дожде- вые), по горизонтальным размерам ячеек и гряд облачности оцените вертикальную протяженность конвективного слоя. Для этой це-ли лучше выбрать снимок в момент времени, отличающийся от синоптического срока наблюдений не более чем на 2—3 ч. Интерпретацию снимка, описанную выше, произведите без. предварительного знакомства с синоптической картой. После того как все необходимые построения на снимке выполнены, сравните результаты Вашей интерпретации с данными наземных наблюдений насколько восстановлен- ный Вами ветер совпадает с фактическим, на- сколько правильно Вы определили тип облач- ности. Если имеется радиозондирование, на- сколько хорошо Вы оценили толщину конве- КТИВНОГО СЛОЯ.

Второй вариант упражнения (более близкий к практике реального анализа) состоит в том, чтобы детализировать анализ карты погоды, привлекая снимки облачного покрова. С этой целью необходимо взятьснимок облачного покрова с облачными грядами и ячей ками и близкую к нему по времени синоптическую карту. В точках, где имеются фактические дан-ные о ветре, сравните взаимную ориентацию гряд облачности и ветра с тем, чтобы убедить- ся, насколько они ориентируются по ветру. Ес-ли данные о ветре отсутствуют, ориентацию об лачных гряд можно сравнить с ориентацией изобар. Убедившись, что больших противоре- чий между ориентацией облачных гряд (цепо- чек, состоящих из деформированных ячеек) и направлением воздушных течений нет, про- на ставьте по данным об облачности несколько „восстановленных" по снимку векторов вет- ра, используя для оценки его направления све-дения об ориентации гряд, а для оценки скоро-сти — данные из табл. 2.1.1 или проэкстраполированные значения скорости из ближайшей точки наблюдений. Такого рода восстановле- ние ветра сделайте в тех местах, где фактичес- кие данные о ветре отсутствуют. Если сеть на-блюдений редкая, качество анализа поля дав- ленод вызывает в районах без наблюдений сомнение, то по восстановленным векторам ветра подправьте положение изобар таким образом, чтобы оно не противоречило направлению вет-ра. Оценку характера облачности по большой территории целесообразно сделать, сравнив характер облачности на снимке с наблюдения-ми с поверхности Земли в нескольких точках и проэкстраполировав данные наземных наблюдений по снимку облачности с учетом из-

менения линейных размеров мезомасштабных структур (следует помнить, что с ростом размера ячеек и гряд толщина облаков возрастает).

Если получение косвенной информации о ветре по данным о грядах и ячейках представляет интерес для практической работы, целесообразно постепенно построить региональную статистику типа приведенной в табл. 2.1.1, так как она будет более репрезентативной для данного географического района.

Для приобретения навыков мезомасштабного анализа систем глубокой конвекции целесообразно произвести подробное рассмотрение одного-двух случаев каждой системы, описанной в разделе 2.2. При выборе ситуаций можно исходить или из уже известного по данным наблюдений факта образования такого рода интенсивной конвективной системы (зарегистрированные случаи обильных осадков, шквалистых ветров и т. д.), или из характеристик облачных образований при просмотре архива спутниковых и радиолокационных данных.

При наличии довольно полного комплекта данных: серии изображений со спутника в видимом и инфракрасном участках спектра, изображений радиоэха или осадков у поверхности Земли, сделанных с дискретностью 0,5–1,0 ч, ежечасных наземных наблюдений у поверхности Земли (ежечасных карт приземного анализа по ограниченной территории), а также стандартных высотных карт в основные синоптические сроки, целесообразно произвести с помощью этих средств анализ жизненного цикла конвективной системы от момента ее зарождения до момента диссипации. Такого рода анализ целесообразно сделать для систем масштаба мезо-α: мезомасштабного конвективного комплекса в умеренных широтах, скопления кучево-дождевых облаков в тропиках, а также линий шквалов в умеренных широтах и тропиках.

При проведении анализа каждой из указанных систем желательно составить для себя описание эволюции облачной системы. как изменялась со временем высота верхней границы облаков (температура верхней границы) на ИК-снимках облачного покрова, как изменялись горизонтальные размеры облачной системы; как изменялись в течение жизненного цикла размеры зон осадков и интенсивность осадков (по радиолокационным данным); какие изменения в поле приземного давления и ветра происходили одновременно с эволюцией облачной системы (образование и развитие мезомасштабной ложбины или депрессии, появление конвергенции потоков у поверхности Земли); какие опасные явления регистрировались наземной сетью станций в период жизненного цикла данной системы (максимальное количество выпавших осадков, грозы, сильные ветры, град). Такого рода анализ можно выполнить в виде серии расположенных друг под другом графиков, по оси абсцисс которых нужно отложить время, а по оси ординат одну из указанных выше характеристик. Серия полученных графиков дополнительно к исходному материалу в виде снимков и карт позволит более наглядно проследить эволюцию различных параметров системы. По данным о фактическом смещении системы в течение нескольких часов следует определить направление и скорость ее движения. Сравнить, насколько вектор движения системы совпадает с вектором ветра на уровнях 700 и 500 гПа, т. е. насколько в данном случае было бы применимо правило ведущего потока для прогнозирования движения конвективной системы.

Если плотность радиозондирования позволяет это сделать, выяснить, имело ли место мезомасштабное возмущение в виде пары ложбина — гребень в период жизненного цикла системы, какую эволюцию высотное поле претерпело в ходе эволюции мезомасштабной системы. Как изменилось положение облачной системы относительно пары ложбина — гребень в течение жизненного цикла облачной системы.

При анализе линий шквалов, особенно в умеренных широтах, проанализировать дополнительно по снимкам облачного покрова и радиолокационным данным, как происходило перемещение, развитие и затухание отдельных скоплений кучево-дождевых облаков на линии шквалов.

Если в распоряжении имеются радиолокационные данные с высоким разрешением, то можно провести анализ какой-либо ситуации с образованием кучево-дождевых облаков, аналогично тому, как это сделано на рис. 2.2.3. Для этого в моменты времени, отличающиеся друг от друга на 10–15 мин, следует выделить контуры со значениями радиоэха более 30–40 дБ в системе координат, центрированной относительно радиолокатора. С помощью высотной карты определить скорость и направление воздушного потока на уровне 500 гПа, а затем сместить последовательные по времени схемы с распределением радиоэха, считая, что система в целом перемещается с воздушным потоком на уровне 500 гПа. В результате получится композиция типа приведенной на рис. 2.2.3 *г*. Следует проанализировать композицию с точки зрения того, насколько на ней заметна мезомасштабная ячейковая или грядовая структура облачности, т. е. насколько возникновение новых кучево-дождевых облаков предопределено мезомасштабной структурой движений в атмосфере.

Для случая крупных гряд кучево-дождевых

облаков можно сделать упражнение по оценке скорости и направления их смещения. Для этого по данным о ветре у поверхности Земли нужно определить вектор AB (см. рис. 2.2.8). При наличии нескольких наблюдений в окрестности гряды следует взять среднее значение. Этот вектор можно нанести на географически привязанный снимок или выполнить построение на бланке карты, построив на нем вектор AB и осевую линию облачной гряды. Затем построить по данным о ветре на уровне 500 или 400 гПа (в зависимости от оцениваемой толщины облаков) вектор AC. Вектор BC будет тогда соответствовать вектору сдвига ветра в конвективном слое. Если направление вектора сдвига ветра незначительно отличается от ориентации облачной гряды, то мы имеем дело со сравнительно простой ситуацией развития конвекции в горизонтально-однородном воздушном потоке, и облачная гряда будет смещаться по нормали к вектору сдвига. Вектор смещения облачной гряды (вектор AD на рис. 2.2.8) определяется графически проведением из точки A нормали до пересечения с продолжением вектора BC. Модуль вектора AD характеризует скорость поперечного смещения облачной гряды и дает возможность определить ее положение в ближайшие 2–3 часа. Рассчитав таким образом будущее положение гряды конвективных облаков, нужно сравнить результаты прогноза с ее фактическим смещением по спутниковым или радиолокационным данным. Если направление построенного вектора сдвига ветра значительно отличается от ориентации облачной гряды, то дальнейших построений и расчетов делать нецелесообразно, так как для этого нет теоретического обоснования.

Глава 3

При самостоятельной работе по разделу 3.1, посвященному мезомасштабной структуре движений в системе циклона, основное внимание должно быть уделено совместному анализу радиолокационной, спутниковой и обычной информации. Радиолокационные данные играют здесь особенно важную роль, так как мезомасштабную структуру движений по снимкам облачности часто бывает трудно распознать, поскольку она скрывается сплошными массивами облаков верхнего яруса. В порядке самостоятельной работы по этому разделу желательно рассмотреть один-два примера зон осадков на основных типах фронтов. теплом, холодном и окклюзии.

Основным материалом при проведении анализа должны быть радиолокационные данные об интенсивности осадков у поверхности Земли, которые наиболее часто имеются в прогностических центрах. Радиолокационные данные, даже в случае построения композиций с нескольких радиолокаторов, дают меньшее территориальное покрытие, чем снимки облачного покрова со спутников, поэтому для того, чтобы иметь представление об облачной системе в макромасштабе, в анализе целесообразно использовать и этот вид наблюдений. Приземные и высотные карты также необходимы для получения представления о динамике атмосферы и положении фронтов у поверхности Земли. Наиболее просто совмещение различных видов информации в единых масштабах и проекциях может быть достигнуто с использованием графических дисплеев. Тогда, накладывая радиолокационные данные на приземный анализ, можно сразу получить представление о положении мезомасштабных зон осадков относительно приземной линии фронта, а совмещением радиолокационных данных со снимками облачности — положение зон осадков в облачных массивах. Если видеотерминальной техники в распоряжении не имеется, то радиолокационные данные об осадках и спутниковые данные об облачности можно нанести на копию синоптической карты и также составить представление о положении зоны (зон) осадков относительно фронта. Так как радиолокационные измерения бывают доступны, по крайней мере, каждый час, то с их помощью можно достаточно хорошо проследить динамику мезомасштабных зон осадков.

Просматривая видеокольцо на графическом дисплее или нанося на карту последовательное положение зон осадков, следует оценить смещение зон осадков за последние 2–3 ч. Если скорость движения различных участков зоны осадков была разной, то ее можно определить дифференцированно для нескольких областей внутри зоны. По данным об изменении интенсивности осадков в последние 2 ч в различных участках зоны можно оценить тенденцию к их росту (ослаблению). Имея информацию о скорости смещения зоны осадков в предыдущие 2 ч, принимаем, что она сохранится и в последующие 2–3 ч. На основе этого экстраполируем положение различных участков зоны и получаем сверхкраткосрочный прогноз положения зоны осадков. Аналогично экстраполируем тенденцию в изменении интенсивности и прогнозируем ожидаемую интенсивность осадков. После составления прогноза необходимо проконтролировать себя по фактическим данным и проанализировать возможные источники ошибок прогноза (если таковые имеются).

При наличии ИК-снимков с геостационарного спутника через каждые 30 мин целесообразно провести дополнительно анализ эволюции температуры верхней границы облаков, даю-

,щих осадки, обращая внимание на то, как связана интенсивность осадков с температурой верхней границы облаков. При апостериорном анализе следует обратить внимание на то, как за период прогноза (примерно 6 ч) изменилось положение зоны осадков относительно фронта у поверхности Земли.

Особое внимание следует уделить упражнениям по анализу зон осадков на фронтах окклюзии, поскольку положение фронтальных разделов у поверхности Земли, базирующееся в основном на пространственной структуре метеорологических величин в приземном слое атмосферы, может часто конфликтовать с пространственным положением мезомасштабных зон осадков, генерируемых в средней тропосфере. Имея в виду это обстоятельство, не нужно стремиться к тому, чтобы отразить в приземном фронтальном анализе каждую мезомасштабную зону осадков, наблюдаемую по радиолокационным данным. Для увязки приземного анализа с результатами радиолокационных и спутниковых измерений целесообразно, как это было указано выше, совместить результаты приземного анализа с данными радиолокационных и спутниковых наблюдений. При таком совмещении станет ясно, насколько зоны осадков и наиболее плотной облачности согласуются с положением фронтального раздела у поверхности Земли. Если фронтальный раздел у поверхности Земли не обозначен четко в поле температуры, ветра, то можно произвести коррекцию фронтального анализа, сделав его таким, чтобы он объяснял генезис одной из мезомасштабных зон осадков. Если положение фронта у поверхности Земли достаточно четко определено пространственным распределением метеорологических величин в приземном слое, то не нужно стремиться к коррекции фронтального анализа („подтягиванию" его к зоне осадков). В этом случае лучше обратиться к анализу высотных карт и проанализировать положение зоны (зон) осадков относительно фронтальных разделов на верхних уровнях. Убедившись, что зоны осадков лучше согласуются с положением фронтов на верхних уровнях, можно отразить это в анализе путем проведения верхнего фронта. В целом же можно порекомендовать не увлекаться проведением большого количества фронтальных разделов на синоптической карте, поскольку это, как правило, перегружает ее информацией и не проясняет, а скорее запутывает анализ синоптической обстановки. При сверхкраткосрочном прогнозировании зон осадков, не связанных непосредственно с приземными фронтами, при пользовании экстраполяционными процедурами необходимо использовать данные об эволюции метеорологических полей на верхних уровнях (850 и 700 гПа).

При самостоятельной работе по разделу 3.2 следует проанализировать несколько примеров зарождения мезомасштабных вихревых систем и их взаимодействия с фронтальными системами синоптического масштаба. Для этого из архива спутниковых наблюдений нужно выбрать материалы за 2–3 дня, на которых реализуется ситуация, подобная изображенной схематически на рис. 3.2.3. Для выбранной серии нужно подобрать синоптический и аэрологический материал и, производя совместный анализ спутниковых и обычных наблюдений, обратить внимание на следующие вопросы. Чем характеризовалась область, в которой образовалось скопление облаков: мезомасштабной ложбиной, областью повышенной завихренности? На каком уровне область повышенной завихренности была более всего заметна? Какова была термическая структура атмосферы в области формирования облачного скопления и над какой поверхностью это скопление образовалось: в холодном воздухе над теплой поверхностью или при каких-либо других условиях? Чем сопровождалось появление вихревой структуры облачности (образование облачной запятой): усилением завихренности, на каком уровне (в каком слое)? Как происходило перемещение мезомасштабного скопления облаков (облачной запятой): со скоростью воздушного потока на каком-либо уровне? Какие изменения в структуре движений и условиях погоды произошли при слиянии мезомасштабного вихревого образования с фронтальной системой синоптического масштаба: образовалось циклоническое возмущение синоптического масштаба или произошла его регенерация, усилились осадки и т. д.?

После проведения подобной тренировки на одном-двух примерах целесообразно сделать по крайней мере один опытный прогноз на текущем материале, с тем чтобы априорная информация не влияла на результаты прогноза. С этой целью нужно выбрать ситуацию, когда облачная запятая или мезомасштабный облачный вихрь приближается к фронтальной системе синоптического масштаба, и с использованием рекомендаций, содержащихся в разделе 3.2.3, спрогнозировать время и место их слияния. Исходя из размеров взаимодействующих систем нарисовать для себя прогностическую схему расположения облачности и фронтов, подобную изображенной на рис. 3.2.3. после процесса слияния. Дать качественную оценку изменения условий погоды в районе слияния двух систем типа. давление понизится, усилятся осадки. После получения фактических данных произвести оценку нарисованной прогностической схемы и высказанных пред-

положений о характере изменения погоды.

Глава 4

Мезомасштабные орографические системы отличаются большим разнообразием и в значительноЙ мере определяются конкретными условиями рельефа. В сборнике лекций, естественно, отражены общие характеристики возбуждаемых рельефом орографических циркуляций. При самостоятельной же работе студентов по этой главе необходимо исходить из то-го, насколько часто тот или иной тип орографических возмущений встречается при прогнозировании погоды в практической работе, а также из того, что наибольшая польза от упражнений может быть получена при работе с материалами, относящимися к району, в котором работает студент. Последнее обстоятельство связано с тем, что при работе синоптическими методами многообразие форм рельефа наиболее просто и эффективно можно учесть с помощью локальной статистики, привязанной к конкретному географическому району. Об-щее замечание к самостоятельной работе по главе 4 состоит в том, что результатом ее в идеале должны быть наборы эмпирических графиков и номограмм для конкретного гео- графического района, которые могли бы слу-жить студенту и его коллегам по прогностичес-кому центру для обнаружения и прогнозирова-ния орографических мезо масштабных систем. Исходя из этого общего замечания и будут даны рекомендации к самостоятельной работе студентов по разделам гл. 4.

При выполнении самостоятельной работы по разделу 4.1 целесообразно базироваться на материалах наблюдений, относящихся к району, хорошо известному студенту по его предшествующей работе. Основным материалом для обнаружения и анализа барьерных эффектов должны быть изображения со спутников, - а также приземные и высотные карты. Из ар-хива спутниковых наблюдений нужно выбрать несколько ситуаций со скоплением облачнос-ти с наветренной стороны горного хребта и относительно безоблачными зонами с его подветренной стороны (изображения, сходные с приведенными на рис. 4.1.2 и 4.1.3 в сборнике лекций). Перед проведением анализа выбранен-ных ситуаций необходимо освежить свои зна- ния по орографии рассматриваемого района, с тем чтобы появилось четкое представление о средней высоте рельефа, высоте господству- ющих вершин и понижениях. Детали распреде- дения облачности на ка полезно рассматривать, имея одновременно перед глазами карту топографии местности, так как это сразу позволяет определить, насколько близко облака подходят к линии гребня с наветренной стороны, имеется переваливание облачности через горный хребет или этого не происходит. По известной высоте горного хребта и положению облаков относитель- но линии гребня нужно оценить приближенно верхнюю границу облаков. При самой грубой оценке можно сразу сказать, что верхняя граница облаков находится выше или ниже линии гребня. При желании оценить высоту верхней границы облаков более точно нужно оценить высоту гор вдоль переднего (обращенного к горам) края облачности. Эта высота и характеризует высоту верхней границы облаков. При перетекании облачности через хребет следует обратить внимание на ее плотность и структу- ру с подветренной стороны. Если облачность с подветренной стороны резко обрывается, или образуются волнистые облака, то можно заключить, что высота верхней границы обла- ков лишь незначительно превышает высоту горного хребта. Если горы не оказывают за- метного влияния на структуру облачности, то верхняя граница облаков находится намного выше горного хребта.

Определив путем сопоставления облачности и орографии ориентировочную высоту верхней границы облаков, можно переходить к со- . в местному анализу изображения облачного покрова на снимке облачности со спутника, синоптических и высотных карт. Преобладающие высоты горного хребта и высота верхней границы облаков сразу указывают поверхности, представляющие наибольший интерес для анализа: это должны быть стандартные уровни, наиболее близкие к высоте линии гребня, так как они лучше всего характеризуют воздуш- ный поток, перетекающий через препятствие. По данным о ветре (или геострофическом вет-ре) необходимо понять, под каким углом к горному препятствию направлен воздушный поток, с тем чтобы оценить эффективное воз- действие препятствия на воздушное течение, пропорциональное нормальному к горному хребту компоненту ветра. По рассчитанному. нормальному компоненту средней скорости в слое от подошвы горной системы до линии ее гребня следует оценить с помощью формулы (4.1.1) или (4.1.2) скорость восходящих тече- ний с наветренной стороны хребта, которая может служить индикатором процесса образо- ванин облаков иосадков.

На основе локальной статистики об осад-ках, облачности и вертикальной скорости мож-ногноза осадков в горах. Для этого нужно ото- брать (или постепенно накапливать) коллек- тив данных с барьерными Эффектами, ограни- чив его ситуациями, когда с наветренной сто- роны имела место облачность с высотой верх-

ней границы, близкой к высоте линии гребня. Для отобранных ситуаций определить вертикальную скорость указанным выше способом в синоптический срок t_0, а затем из данных наблюдений собрать статистику о количестве осадков, выпавших за период времени $t_0 + 12$ ч. В качестве входной информации для построения эмпирического графика желательно использовать средние значения о количестве осадков по нескольким станциям, находящимся примерно на одной высоте. Если осадкомерная сеть позволяет это сделать, то можно построить несколько графиков для прогноза осадков в различных высотных зонах горной системы. Откладывая по оси абсцисс значения рассчитанной орографической вертикальной скорости, а по оси ординат количество осадков, выпавших в последующие 12 ч, получим для конкретной горной системы эмпирический график, позволяющий дать сверхкраткосрочный прогноз осадков в горной местности по информации об облачности со спутника (условие пользования графиком) и нормальному к горам компоненту скорости ветра. Так как средний наклон гор в локальном масштабе является величиной постоянной, то вместо вертикальной скорости на графике можно использовать скорость нормального к горам компонента скорости. Если полученный таким путем график не дает большой дисперсии в данной местности, его можно применять на практике.

Самостоятельную работу по разделу 4.2 целесообразно производить лишь в том случае, если фёны достаточно часты в местности, интересующей студента, и имеется реальная возможность подготовки локальной статистики на существующем ряде наблюдений.

Помимо самостоятельного анализа нескольких ситуаций с образованием фёнов на основе обычных и спутниковых данных студентам, заинтересованным проблемой анализа и прогноза фёнов, рекомендуется для конкретного района отобрать ситуации, в которых наблюдался фён, рассчитать для них число Фруда по формуле (4.2.4) и построить эмпирический график типа изображенного на рис. 4.2.7. Если разброс точек на графике окажется небольшим, то его можно применить для прогнозирования фёна в данном районе, используя для этой цели прогностические значения о ветре и температуре для расчета числа Фруда.

Для самостоятельной оценки фёновой ситуации в более простом варианте, не требующем получения предварительной статистики, можно рекомендовать работу с графиком 4.2.8. Для этого нужно отобрать несколько примеров с фёном и без него и по известным данным о температурной стратификации и высоте горного хребта определить значение $V_{кр}$. После этого сравнить $V_{кр}$ с фактической скоростью ветра V. Если $V \geqslant V_{кр}$, то условия для фёна существуют; если $V < V_{кр}$, то они отсутствуют. Проверить, насколько хорошо это правило работало в отобранных примерах. Если окажется, что график 4.2.8 дает смещенные результаты, например, при условии $V \geqslant V_{кр}$ фён часто не наблюдается, то можно набрать собственную статистику поправочного коэффициента $k = V_ф/V_{кр}$, где $V_ф$ значение скорости ветра выше уровня гребня гор, при которой отмечался фён. Получив значение k, можно или переделать рис. 4.2.8, умножив приведенные там значения скорости на этот коэффициент, или вводить полученную эмпирическую поправку постоянно. Введение такого рода поправки будет означать, что фён образуется при $Fr \neq 1$. Скорее всего, поправочный множитель будет превышать единицу.

В качестве самостоятельной работы по разделу 4.3 можно рекомендовать провести серию тестов формул и графиков, предложенных в разделе 4.3.3 лекцией. Для проверки следует отобрать несколько случаев, когда с подветренной стороны горного хребта на снимках облачности со спутника наблюдались волнистые облака, а с наветренной стороны от препятствия имелись данные радиозондирования. Проверку можно начать с формулы (4.3.7), определив число Скорера в нижнем и верхнем слоях в соответствии с рекомендациями, изложенными в лекциях. Если заметных изломов температуры на высоте, близкой к высоте горного хребта, не наблюдается, то расчетов производить не следует. Если же в температурной стратификации существует расслоенность атмосферы и можно выделить верхний и нижний слой, то в каждом из них нужно вычислить параметр Скорера. Если условие (4.3.7) соблюдается, то должны образоваться подветренные волны. Так как нами был выбран случай с волнами, то можно ожидать выполнения условия (4.3.7). Проведением расчетов для нескольких ситуаций можно будет убедиться в том, насколько удовлетворительно работает эта формула. Далее этот материал можно использовать для проверки эмпирического графика, приведенного на рис. 4.3.6. Данные о ветре уже будут, поэтому дополнительно нужно будет рассчитать лишь разницу давления с наветренной и подветренной сторон горного хребта. Для этой цели нужно выбрать станции, находящиеся в предгорьях примерно на одной высоте с тем, чтобы не сильно сказывалось приведение давления к уровню моря. Если использовать в качестве критерия существования подветренных волн лишь снимки со спутников, то сделать заключение об интенсивности волнового процесса на удастся. Тем не менее пред-

ставит интерес проверить, попадут точки в зону волн или нет. Если горные волны представляют интерес для практической работы студента, то он может построить самостоятельно сходный график, использовав для этой цели результаты радиозондирований, съемки облачности со спутников и результаты наблюдений турбулентности летным составом самолетов, совершающих полет по трассам, пересекающим данный горный хребет. Возможно, при отсутствии надежной информации об интенсивности волн с подветренной стороны не удастся создать столь детального графика, как на рис. 4.3.6, но более простой график, в котором указать только условия образования волн и их отсутствия, построить, по-видимому, не составит труда.

В части использования информации о волнистой структуре облаков для оценки направления и скорости ветра можно порекомендовать нарисовать по снимкам облачности направление ветра, а затем с помощью формул (4.3.8) — (4.3.10) определить его скорость, принимая во внимание высоту гор и облаков при использовании формулы (4.3.8). Восстановленные таким образом векторы ветра на уровне облаков или в слое нужно затем сравнить с фактическими данными о ветре. На основании нескольких таких тестов сложится впечатление, насколько предложенные эмпирические формулы подходят для данного района. Если качество их окажется неудовлетворительным, то можно построить собственный эмпирический график или формулы, которые будут отражать особенности орографии данной местности и, возможно, дадут в этой связи лучшие результаты, чем формулы, приведенные в лекциях.

Для студентов, анализирующих погоду над океанами, целесообразно провести несколько тестов по определению направления ветра по трехмерным волнам с подветренной стороны островов. Для этого нужно по снимку облачности определить направление воздушного потока, а затем сравнить результаты с направлением фактического или геострофического ветра.

Так как вихревые цепочки с подветренной стороны островов, рассмотренные в разделе 4.4, встречаются в определенных географических районах, они могут представлять практический интерес лишь для ограниченного круга студентов. Кроме этого, с такими мезомасштабными вихрями не бывает связано опасных явлений погоды. Наибольший интерес они представляют, по-видимому, с точки зрения идентификации по ним направления господствующего ветра в океане, а также для приближенной оценки верхней границы облаков, которая должна находиться ниже господствующих точек (вершин) острова. Представляется, что большинство студентов может ограничиться простой интерпретацией облачного снимка с цепочкой вихрей с подветренной стороны острова (островов). Для этой цели нужно выбрать из архива спутниковых данных снимок облачности, сходный с приведенным на рис. 4.4.2, и определить по нему направление господствующего ветра. Взяв из географического атласа информацию о высоте острова (островов), оценить высоту верхней границы облачности, имея в виду, что она располагается по крайней мере на 400–500 м ниже господствующих вершин острова. После этого нужно взять приземные карты, карту 850 гПа и сравнить определенное по снимку направление ветра с направлением фактического или геострофического ветра. Желающие произвести дополнительные расчеты могут сделать это по формулам, приведенным в разделе 4.4.3 лекций.

Ветры склонов и горно-долинные циркуляции как мезомасштабные структуры идентифицируются только на снимках высокого разрешения, поэтому по изображениям, передаваемым в режиме WEFAX, их бывает невозможно распознать. Студентам, для которых прогнозирование горно-долинной циркуляции представляет практический интерес, можно порекомендовать проверить формулу (4.5.1) применительно к местным условиям. Если окажется, что она не вполне подходит для анализа и прогноза горного (долинного) ветра, то на основе местной статистики можно самостоятельно подобрать значения коэффициентов A и B, которые будут давать более хорошие результаты, так как они учтут автоматически местные особенности горно-долинной циркуляции. Аналогично на основе статистической обработки данных о горно-долинной циркуляции и данных об облачности можно рекомендовать построить самостоятельно график, подобный приведенному на рис. 4.5.5. Процедура построения такого графика подробно изложена в разделе 4.5.3 лекций.

Глава 5

В качестве самостоятельной работы по разделу 5.1 можно рекомендовать вычислить для нескольких ситуаций с бризом индексы I_1 и I_2 по формулам (5.1.2) и (5.1.3), для чего из каталога спутниковых данных по снимкам облачности идентифицировать дни с бризом. Для этих дней по обычным метеорологическим данным и данным о температуре поверхности воды вычислить ΔT в момент максимального прогрева воздуха над сушей (в послеполуденные часы), а значение скорости геострофического ветра взять в утренние часы (примерно

в 9 ч утра по местному времени). Для описания интенсивности бризовой циркуляции воспользоваться данными о скорости морского бриза и толщине облаков на бризовом фронте, а также данными об осадках на бризовом фронте. Имея данные о значении индекса I_1 или I_2 и относя бризовую циркуляцию к той или иной интенсивности (слабый бриз, умеренный бриз, сильный бриз), получим ряд значений индексов I_1 или I_2 для каждой градации бриза. Осредняя затем эти значения, построим диаграмму типа изображенной на рис. 5.1.7, которую можно будет использовать для прогноза бриза на текущий день по фактическому ветру в утренние часы и по прогнозу температуры воздуха в полуденные часы.

Используя спутниковые и обычные данные для оценки глубины проникновения бриза и рассчитанные ранее индексы I_1 или I_2, можно построить эмпирический график для оценки глубины проникновения бриза (пример такого графика приведен на рис. 5.1.8). Графики этого типа целесообразно строить для сравнительно небольшого района, который может представлять практический интерес для работы студента. Их ценность будет состоять в том, что они включают в себя особенности орографии данного района, а поэтому являются более репрезентативными для данной местности.

При самостоятельной работе по разделу 5.2 целесообразно рассмотреть влияние неоднородного нагрева подстилающей поверхности на распределение кучевообразной и слоистообразной облачности. Для изучения влияния неоднородности нагрева подстилающей поверхности на конвективную облачность целесообразно отобрать из архива несколько снимков облачного покрова в дневные часы, подобных приведенным на рис. 5.2.1—5.2.3. Для этой цели лучше выбрать район с холмистой местностью, озерами, крупными реками или район морского побережья. Анализ распределения конвективных облаков следует провести параллельно с анализом рельефа местности с тем, чтобы установить, каким участкам местности соответствуют минимум и максимум облаков. Дополнительно следует привлечь к анализу приземную карту в ближайший к моменту фотографирования срок наблюдений с тем,, чтобы была ясна картина воздушных потоков в рассматриваемом районе. Из сравнения спутниковых снимков с орографией района заключить, имеется ли тенденция к убыванию количества облаков и их мощности над озерами, долинами рек и более низкими участками местности. Привлекая данные о ветре, исследовать, в чем состоят различия в распределении облаков вдоль наветренного и подветренного берегов озера или моря.

Если проблема влияния неоднородного нагрева подстилающей поверхности представляет интерес для практической работы (прогнозирование облачности в прибрежной зоне морей и крупных озер), то можно рекомендовать построить график типа 5.2.4. Индексы I_1 или I_2 рассчитываются по формулам (5.1.2) и (5.1.3) так же, как и для бриза, но здесь можно использовать данные о фактическом ветре, а всю информацию брать в срок наблюдений, близкий к моменту фотографирования. Информацию о ширине безоблачной зоны вдоль наветренного побережья следует брать непосредственно со снимка облачного покрова. Полученный таким образом график можно использовать в дальнейшем для прогноза облачности в прибрежной зоне морей и озер, рассчитывая индексы I_1 или I_2 по прогностическим значениям скорости ветра и температуры воздуха над сушей, а также по фактическим данным о температуре поверхности воды.

Для самостоятельного анализа влияния термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение туманов и слоистых облаков нужно выбрать из архива спутниковых данных несколько снимков облачного покрова, подобных приведенным на рис. 5.2.6 и 5.2.7. Анализ распределения туманов и облаков производить параллельно с анализом географической карты с тем, чтобы сравнить контур зоны туманов с контуром рельефа. Отметить для себя, насколько зона туманов и облаков совпадает с пониженными участками местности и вдоль какой отметки высот проходит ее граница, так как это указывает на высоту верхней границы облаков и туманов. С помощью синоптической карты в срок наблюдений, ближайший к моменту фотографирования со спутника, проверить, насколько зона туманов регистрируется наземной сетью и как улучшается анализ за счет привлечения спутниковых данных. С помощью данных о ветре на синоптической карте определить, в какую сторону переносится тумэн и как это отражается на заполнении им понижений рельефа (проникновение в горные долины и т. д.).

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЯ И КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
Сборник лекций
Пособие для самостоятельной работы студентов

Редактор В. И. Кузьменко. Художник С. В. Богородский.
Художественный редактор Б. А. Денисовский.
Технический редактор Т. Н. Витошинская. Корректор Е. А. Жарова.

Н/К

Набрано в издательстве на композере.
Подписано в печать 10.10.88. Формат 60 x 84/8. Бумага № 1 офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,28.
кр-отт. 16,75. Уч.-изд. л. 15,56. Тираж 1020 экз. Индекс МОЛ-38' Заказ 3999 . Цена 1 р. 20 коп.

Гидрометеоиздат, 199226, Ленинград, В. О., ул. Беринга, д. 38.

Московская типография № 9 НПО „Всесоюзная книжная палата" Госкомиздата СССР.
109033, Москва, Ж-33, ул. Волочаевская, д. 40.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ПУБЛИКАЦИИ ВМО

по вопросам образования и подготовки кадров

(продолжение)

ВМО
№

485 — Наставление по Глобальной системе обработки данных. Том I — Глобальные аспекты. Издание 1977 г.; Том II — Региональные аспекты. Издание 1980 г. (на английском, французском, русском и испанском языках)

488 — Руководство по Глобальной системе наблюдений. Издание 1977 г. (на английском, французском, русском и испанском языках)

489 — Compendium of training facilities in environmental problems related to meteorology and operational hydrology. (English)

491 — International operations handbook for measurement of background atmospheric pollution. (French — Spanish)

492 — Lectures on forecasting of tropical weather, including tropical cyclones, with particular relevance to Africa. Proceedings of WMO Seminar (Dakar, November 1976). (English)

493 — Proceedings of the Meeting on Education and Training in Meteorological Aspects of Atmospheric Pollution and Related Environmental Problems (Research Triangle Park, USA, January—February 1977). (English)

495 — Handbook of meteorological forecasting for soaring flight. (English — French)

519 — Manual on stream gauging. Vol. I — Field work; Vol. II — Computation of discharge. (English)

544 — Наставление по Глобальной системе наблюдений. Том I — Глобальные аспекты; Том II — Региональные аспекты. Издание 1981 г. (на английском, французском, русском и испанском языках)

551 — Lecture notes in agricultural meteorology for Class II and Class III meteorological personnel. (English)

593 — Lecture notes for training Class IV agricultural meteorological personnel. (English — Spanish)

622 — Compendium of lecture notes on meteorological instruments for training Class III and Class IV meteorological personnel. Vol. I, Part 1 — Meteorological instruments. (English), Part 2 — Meteorological instrument maintenance workshops, calibration laboratories and routines. (English); Vol. II, Part 3 — Basic electronics for the meteorologist. (English)

626 — Lectures presented at the Seminar on Radar Meteorology (Erice, Italy, 1982). (English)

669 — Workbook on numerical weather prediction for the tropics for the training of Class I and Class II meteorological personnel. (English)

— International Cloud Album for Observers in Aircraft. (English — French)

— Lectures delivered an the Training Seminar of the Use of Meteorolgical Data with Implications for Fortcasting and Research in Tropical Countries (Reading, United Kingdom, 1981). (English)

TD No 152 — Lecture notes on the applications of meteorological satellite services and data. (English)