

В.И.Воробьев

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

*Допущено Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности „Метеорология“*



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1991

УДК 551.509.32 (075.8)

Рецензенты:

д-р физ.-мат. наук Н. П. Шакина (Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР),
кафедра теоретической метеорологии и метеорологических методов прогнозов
Одесского гидрометеорологического института (зав. кафедрой канд. физ.-мат.
наук А. Ф. Кивганов)

Научный редактор канд. геогр. наук, проф. Г. Г. Тараканов

Излагаются основы научных знаний в области синоптической метеорологии. Рассматриваются способы представления метеорологической информации в виде, удобном для синоптического анализа и прогноза, основные характеристики метеорологических полей синоптического масштаба, а также вопросы теории возникновения, перемещения и эволюции синоптических объектов.

Даются научные основы и способы разработки прогностических методов, методы краткосрочного прогноза синоптических процессов и погодных характеристик.

Предназначен для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности метеорология.

In the book "Synoptic meteorology" by V. I. Vorobjev is devoted to the basic concepts of the scientific knowledge in the field of synoptic meteorology. Different means of representation of meteorological information in the form suitable for the synoptic analysis and prognosis are considered. The basic synoptic scale meteorological field's characteristics and the problems of genesis, movement and evolution of the synoptic objects are discussed too.

Scientific principles and means of creation of the forecast methods are presented. Short-range synoptic processes and weather characteristics forecast methods are described.

The book is intended for students of hydrometeorology higher schools and universities.

Учебник

Воробьев Валерий Игоревич

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор В. И. Кузьменко. Художник Г. М. Желудева. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Н. И. Перлович. Корректор И. Б. Михайлова

И/Б № 2065

Сдано в набор 26.11.90. Подписано в печать 28.05.91. Формат 60×90^{1/16}. Бум. книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 38,5. Кр.-отт. 38,5. Уч.-изд. л. 40,81. Тираж 3100 экз. Индекс МОЛ-72. Заказ № 264. Цена 9 р. 60 к.

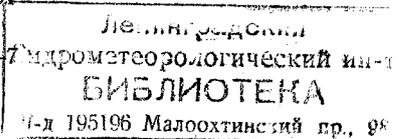
Гидрометеиздат, 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати, 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

В 1805040400-074 12-91
069(02)-91

© В. И. Воробьев, 1991.

ISBN 5-286-00633-



ПРЕДИСЛОВИЕ

Практическим выходом многочисленных метеорологических исследований в значительной степени (прямо или косвенно) является прогноз погоды. Научной основой современных оперативных методов прогноза большинства погодных характеристик служит синоптическая метеорология. Ее основная задача — изучение атмосферных процессов, формирующих погодные условия, и применение этих знаний при разработке прогнозов погоды.

Таким образом, синоптическая метеорология является одной из профилирующих учебных дисциплин, формирующих современного инженера-метеоролога. Эффективность изучения ее существенно зависит от степени понимания студентами физических процессов в атмосфере и от знания методов математического описания этих процессов, что определяется предшествующей подготовкой по общей и динамической метеорологии.

В учебнике излагаются основы научных знаний в области синоптической метеорологии, на которых построена современная технология анализа и прогноза синоптических процессов и погоды на короткие (на 1—2 сут) сроки. Первоочередная задача учебника — создание фундаментальной базы знаний для приобретения практических навыков по анализу и прогнозу синоптических процессов и погоды, формирование проблемного взгляда на перспективы развития синоптической метеорологии на основе многообразия подходов к изучению погодообразующих атмосферных процессов и построению методов краткосрочных прогнозов погоды.

Выход в 1986 г. «Руководства по краткосрочным прогнозам погоды» (Л.: Гидрометеоиздат), подготовленного ведущими специалистами Научно-исследовательского гидрометеорологического центра СССР, существенно облегчил изложение современных методов краткосрочных прогнозов метеорологических величин и атмосферных явлений. Детальное их описание в Руководстве с приведением алгоритмов прогноза позволило автору учебника сосредоточить основное внимание на научных и методических основах построения методов краткосрочных прогнозов погоды. Поэтому указанное Руководство следует рассматривать как важнейшее

учебное пособие при изучении синоптической метеорологии и приобретении практических навыков по краткосрочному прогнозированию. Последнюю цель также преследует «Практикум по синоптической метеорологии» (Л.: Гидрометеиздат, 1983).

Автор признателен проф. Г. Г. Тарakanову, взявшему на себя труд по редактированию рукописи и, кроме того, написавшему пп. 1.4 и 13.8; доц. Р. П. Репинской, написавшей п. 15.6, а п. 15.5 — совместно с автором учебника; доц Н. А. Лаврову, принявшему участие в написании п. 15.2, а также всем сотрудникам кафедры метеорологических прогнозов Ленинградского гидрометеорологического института, оказавшим большую помощь автору в его работе над учебником.

Искреннюю благодарность автор выражает д-ру физ.-мат. наук Н. П. Шакиной, кандидатам геогр. наук Л. А. Андриенко, Г. П. Ивус, А. П. Кудряню, Г. В. Хоменко за тщательное рецензирование рукописи, ряд существенных замечаний и ценных советов, учет которых несомненно способствовал улучшению содержания учебника.

ВВЕДЕНИЕ

В.1. Определение предмета

Синоптическая метеорология, как научная дисциплина, представляет собой учение об атмосферных макромасштабных процессах и о предсказании погоды на основе их исследования.¹ Данное определение в самом сжатом виде характеризует только объекты изучения. В нем ничего не сказано о методе исследования, используется не очень определенное понятие погода. Поэтому его следует дополнить некоторыми пояснениями, необходимыми для более полного понимания предмета и задач учебного курса синоптической метеорологии.

В определении синоптической метеорологии подчеркивается, что изучению подлежит не весь спектр атмосферных процессов, а только тот их класс, с которым связано формирование и изменение погоды (погодных условий). В понятие «погодные условия» или «погода» различными потребителями метеорологической информации зачастую вкладывается отличное друг от друга содержание: для большей части населения это температура воздуха, осадки, ветер и т. п., для моряков это в первую очередь ветер, вызывающий волнение моря, видимость, для летчиков — облачность, видимость и т. д.

Таким образом, служба погоды должна обеспечивать сведениями о погоде многочисленных потребителей с весьма разными запросами. Поэтому понятие «погодные условия» должно быть достаточно широким. В практике обеспечения метеорологической информацией народного хозяйства под погодными условиями (погодой) принято понимать состояние атмосферы в определенный момент (промежуток) времени над данным пунктом (районом), описываемое совокупностью значений метеорологических величин и перечнем атмосферных явлений. Такими характеристиками состоя-

¹ Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.

ния атмосферы, которые представляют интерес как для широкого круга потребителей сведений о погоде, так и для разработчиков прогнозов погоды различного назначения, являются: давление, температура и влажность воздуха, ветер, облачность, осадки, атмосферные явления (гроза, туман, метель и т. д.).

Какие же атмосферные процессы определяют погодные условия и каков их пространственный и временной масштаб?

Прежде всего следует отметить, что характеристики, объединенные термином «погодные условия», относятся к сравнительно тонкому слою атмосферы — тропосфере. Очевидно, именно в этом слое развиваются и все основные погодообразующие процессы. С другой стороны, процессы, развивающиеся в очень тонких слоях атмосферы, как, например обтекание воздушным потоком здания, не оказывают существенного влияния на погодные условия. Поэтому вертикальный масштаб атмосферных процессов, рассматриваемых в синоптической метеорологии, как правило, составляет $10^{-1} — 10^1$ км.

Что касается горизонтального масштаба, то при его оценке следует исходить из размеров тех зон, которые характеризуются сравнительной однородностью погодных условий или их резкими изменениями. Как показывает опыт, эти размеры колеблются от 10^1 до 10^3 км. Указанный диапазон и соответствует горизонтальному масштабу процессов, изучаемых в синоптической метеорологии.

Временной масштаб, определяемый продолжительностью существования названных зон, заключен в интервале от нескольких часов до нескольких суток.

Процессы рассмотренного выше пространственно-временного масштаба связаны в первую очередь с развитием и перемещением так называемых синоптических объектов — циклонов, антициклонов, струйных течений, высотных фронтальных зон, атмосферных фронтов и воздушных масс. Поэтому изучению синоптических объектов в курсе синоптической метеорологии уделяется особое внимание.

Кроме того, в курсе рассматриваются принципиальные основы современных методов прогноза погодных условий на сроки от 12 до 48 ч, основанных на их связях с синоптическими объектами. Прогнозы с большей и меньшей заблаговременностью рассматриваются в специальных курсах долгосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды, поскольку они основываются на использовании закономерностей атмосферных процессов иного пространственного и временного масштаба, чем изучаемые в курсе синоптической метеорологии. Для этих способов характерны специфические методы обработки и анализа исходных данных, привлекаются несколько иные закономерности и т. д.

Такова краткая характеристика объектов, изучаемых в синоптической метеорологии.

Перейдем теперь к рассмотрению тех методов, с помощью которых в синоптической метеорологии изучаются синоптические объекты, разрабатываются способы их прогноза, а также прогнозы погодных условий.

Специфичность применяемых в синоптической метеорологии методов состоит в первую очередь в том, что атмосферные процессы исследуются над большими пространствами, с учетом географических особенностей района. Необходимость исследования процессов над большой территорией вытекает из того, что атмосфера находится в непрерывном движении. За сутки в район прогнозирования могут прийти синоптические объекты, находящиеся от него в момент составления прогноза за 1000 км и более. Кроме того, ход процессов и изменения погоды в любом районе, для которого составляется прогноз погоды, является результатом взаимодействия процессов над большими пространствами.

Характер атмосферных процессов сильно зависит от радиационных условий района (связанных в основном с его географической широтой), вида подстилающей поверхности, орографии региона и других «географических» особенностей. Так, например, если циклоны умеренных широт занимают районы размером примерно $10^3 \times 10^3$ км, то тропические циклоны имеют, как правило, радиус, не превышающий нескольких сотен километров, причем именно в тропических циклонах наблюдаются особенно мощная облачность и сильные ветры. Если циклоны умеренных широт обычно перемещаются с запада на восток, то тропические циклоны чаще движутся с востока на запад и т. д.

Сильно влияет на развитие атмосферных процессов и характер погоды подстилающая поверхность. Существенно по-разному, как увидим далее, развиваются атмосферные процессы над акваторией океанов и над внутриконтинентальными районами, над равнинными и горными областями и т. д. Поэтому при анализе атмосферных процессов синоптик широко использует бланки географических карт, на которые наносятся данные метеорологических наблюдений. Такие карты, позволяющие одновременно обозреть погодные условия над обширными географическими районами, принято называть *синоптическими*, что в переводе с греческого и означает «одновременно обозреваемые».

Вторая особенность методов синоптической метеорологии заключается в физико-статистическом анализе атмосферных процессов и подходе к построению методов прогноза погодных условий. В чем сущность такого анализа и чем он отличается от других видов анализа?

В процессе познания, как известно, можно выделить три стадии: 1) накопление и первичная обработка данных («живое созерцание»); 2) осмысливание, анализ результатов этой обработки («абстрактное мышление»); 3) корректировка, проверка созданных в результате анализа теорий, моделей, гипотез, на эмпириче-

ском материале, получение на основании этих теорий практических рекомендаций и внедрение их в практику.

Применительно к метеорологическим задачам первый этап означает накопление и первичную обработку материалов метеорологических и аэрологических наблюдений над исследуемым объектом. На втором этапе, исходя из результатов проведенной обработки, строится модель изучаемого процесса. Эта модель может представлять собой систему уравнений, описывающих процесс (такой путь характерен для динамической метеорологии) или некоторую физическую систему, аналогичную в смысле ее поведения изучаемому процессу. Так, например, процесс перемещения циклонов в динамической метеорологии описывается системой уравнений гидродинамики, в то время как в синоптической метеорологии для этого же процесса строится физическая модель, в соответствии с которой циклоны представляются в виде твердых вращающихся тел, переносимых воздушными течениями. Каждый из рассмотренных способов анализа имеет свои достоинства и недостатки и соответственно свою область применения.

После того как построена физическая модель процесса, числовые значения ее параметров (в нашем примере значения параметров связи скорости перемещения циклонов со скоростью воздушных течений) находятся путем статистической обработки материалов наблюдений. Такой физико-статистический подход и характерен для синоптической метеорологии. При переходе к прогнозу на основании физической модели процесса определяются характеристики исходного состояния атмосферы, с которыми должна быть связана прогнозируемая величина. Затем статистическим путем находятся параметры этой связи.

Учитывая все упомянутое выше, можно дополнить определение синоптической метеорологии, которое было дано сначала, и сформулировать его следующим образом: *синоптическая метеорология* является научной дисциплиной, изучающей физико-статистическими методами на географической основе погодообразующие атмосферные процессы с целью предсказания погоды на основе этих исследований.

В.2. Краткие сведения из истории развития синоптической метеорологии

Как и в других науках, формированию синоптической метеорологии, как научной дисциплины, предшествовал период накопления фактов, сбора материалов наблюдений. Первые дошедшие до нас сводки метеорологических наблюдений относятся к V в. до н. э. Эти сводки, содержащие сведения о сильных ветрах, осадках, резких похолоданиях и т. п., наблюдавшихся в предыдущие годы, выставлялись в греческих городах для общего обозрения и полу-

чили название парапегм (от слова «прикреплять»). В парапегмах отмечались главным образом выдающиеся погодные явления.

Несколько позже появляются и первые научные работы, посвященные анализу метеорологических процессов. Особое место среди них занимает 4-томный труд одного из самых крупных ученых античной Греции Аристотеля, названный им «Метеорологика».¹ В этом труде приводятся объяснения ряда атмосферных процессов, соответствующие нашим представлениям. Так, например, там встречаются такие утверждения: «молния кажется опережающей гром, потому что зрение опережает слух» или «жидкость, окружающая землю, испаряется лучами солнца и теплом, которое приходит сверху, и поднимается вверх, ...когда тепло, которое ее подняло, ослабевает, ...охлаждающийся пар сгущается и снова становится водою» и т. д. Вместе с тем в «Метеорологике» содержится и ряд ошибочных положений и выводов. Так, из того факта, что надутый пузырь плавает в воде, а ненадутый тонет, Аристотель делает вывод о невесомости воздуха.

В III—I вв. до н. э. вопросами физики атмосферы усиленно занимаются греческие, арабские и римские ученые, ученые Индии и других стран. Однако к I—II вв. н. э. на фоне общего упадка античной науки резко уменьшается и количество метеорологических исследований.

За 15 столетий, которые вошли в историю под названием средних веков, в области метеорологии не было сделано практически ни одного выдающегося открытия.

В XVII в. в истории человечества начинается эпоха великих географических открытий. Нужды мореплавания приводят к резкому возрастанию роли метеорологии. В эти годы метеорологи наконец получают возможность перейти от визуальных наблюдений к измерениям: создаются термометр, барометр, гигрометр и другие приборы. Таким образом, появляется возможность проведения регулярных комплексных инструментальных наблюдений за состоянием атмосферы.

Накопление результатов приборных наблюдений в разных районах позволило составить первые метеорологические карты. В 1668 г. Галлеем, директором Гринвичской обсерватории, была составлена карта ветров для всех океанов. Эта карта была построена путем осреднения эпизодических наблюдений, а не по наблюдениям в один физический момент времени, поэтому была скорее климатической, чем синоптической.

Для построения синоптической карты необходимы были данные одновременных метеорологических наблюдений на обширной территории, т. е. нужна была сеть метеорологических станций. Впервые параллельные инструментальные наблюдения на сети станций были организованы в Италии в 1654 г. (10 станций).

¹ Аристотель. Метеорологика.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.

В 1724—1735 гг. аналогичная система наблюдений создается по инициативе Лондонского королевского общества.

Систематические метеорологические наблюдения в России были начаты в Петербурге в 1722 г. Первая попытка создания сети метеорологических наблюдений была предпринята в связи с Великой Северной экспедицией (1730 г.) под руководством Беринга. Сеть объединяла 10 станций. К этому периоду относится деятельность великого русского ученого М. В. Ломоносова, высказавшего ряд глубоких идей в области метеорологии, не получивших, к сожалению, в то время должного развития.

В 1780 г. впервые было осуществлено длительное международное метеорологическое сотрудничество. По предложению Мангеймского метеорологического общества были организованы регулярные наблюдения на 39 станциях от США до Урала, результаты которых публиковались в «Эфемеридах» (таблицах).

Первые синоптические карты были опубликованы в 1826 г. Брандесом (в Германии). На картах были нанесены отклонения давления, одновременно измеренного на нескольких станциях, от нормы. Карты характеризовали процессы 3- и 5-летней давности. Аналогичные карты вскоре начали составляться и в других странах (в том числе и в России). Однако при всем их познавательном значении, они не могли непосредственно использоваться для составления прогнозов, так как на сбор результатов наблюдений уходило, как правило, несколько месяцев.

Возможность быстрого сбора метеорологической информации появилась с изобретением электрического телеграфа. В 1856 г. Россия и Франция, а затем и другие страны начали регулярно обмениваться метеорологическими сводками по телеграфу. Таким образом было положено начало международному обмену метеорологической информацией. В ряде стран в этот период начинают регулярно публиковаться метеорологические бюллетени и составляются предупреждения о штормах, организуются службы погоды. Организатором службы погоды в Великобритании был Фицрой, который впервые назвал географическую карту с нанесенными на нее данными одновременных метеорологических наблюдений синоптической.

Выдающуюся роль в развитии метеорологии вообще, и синоптической метеорологии в частности, в рассматриваемый период сыграла Главная физическая обсерватория (ГФО), открытая 1 апреля 1949 г. в Петербурге (сейчас Главная геофизическая обсерватория). Уже с 1 января 1872 г. при ГФО начал издаваться ежедневный бюллетень погоды. Эта дата считается началом организации службы погоды в России. С 1874 г. в ГФО составляются для моряков штормовые предупреждения, причем к 1899 г. их оправдываемость достигла 80 %.

Со второй половины XIX в. фактически и началось формирование синоптической метеорологии, как научной дисциплины.

Начальный период развития синоптической метеорологии (примерно 1860—1920 гг.) характеризуется установлением связей погодных условий с характером барического поля (период так называемой барической синоптики). Основное внимание ученых в этот период привлекают вопросы развития и перемещения областей пониженного и повышенного атмосферного давления. Для первых из них было предложено название циклоны (греческое «круг», «сжимающееся кольцо змеи»), а для вторых — антициклоны. В 1889 г. в России было издано первое пособие по синоптической метеорологии, написанное М. И. Поморцевым.

Первоначально предполагалось, что с циклонами всегда связана плохая, а с антициклонами — хорошая погода. Однако вскоре было установлено, что плохая погода в циклонах и хорошая в антициклонах наблюдается лишь в среднем. Так, уже в 1886 г. Б. И. Срезневским было показано, что многочисленные случаи ухудшения погоды, в том числе и штормы, бывают связаны с окраинами антициклонов. Таким образом, становилось ясным, что прогноз барического поля еще недостаточен для успешного прогноза погодных условий. В то же время практическое значение прогнозов погоды в начале XX в., особенно с развитием авиации и началом первой мировой войны, резко возросло. К 20-м годам барическая синоптика уже не смогла в полной мере удовлетворять практические запросы и, как способ анализа и прогноза состояния атмосферы, уступает место новому, так называемому фронтологическому методу, с широким распространением которого связан следующий период развития синоптической метеорологии, охватывающий 20-е и 30-е годы.

Наличие атмосферных фронтов как линий сходимости воздушных потоков у поверхности Земли было обнаружено еще в 1850 г., а термин «фронт» был предложен в 1915 г. Анзелем. Однако фронтальная структура циклонов, распределение метеорологических величин и погодные условия в зоне фронтов были установлены лишь к 20-м годам текущего столетия. Именно с этого времени прогноз перемещения и эволюции атмосферных фронтов стал обязательным элементом прогноза погоды. Первые успехи фронтологического способа анализа и прогноза связаны с именами представителей так называемой норвежской школы Я. и В. Бьеркнеса, Бергерона, Сульберга. В СССР его внедрению в синоптическую практику способствовало большое внимание к развитию метеорологической службы со стороны Советского правительства.

Еще шла гражданская война, а в Арктику была снаряжена научно-исследовательская экспедиция. В мае 1921 г. был издан декрет, возложивший на Народный комиссариат почты и телеграфа обязанность передавать по телеграфу метеорологические сведения. 1 июля 1921 г. В. И. Ленин подписал декрет об организации метеорологической службы в нашей стране.

Начиная с тех трудных лет, Советское государство постоянно отпускало большие средства на расширение сети метеорологических станций, на организацию научно-исследовательских учреждений, на проведение научных экспедиций, на подготовку научных и инженерно-технических кадров. Поэтому не случайно то, что новый, фронтологический метод анализа и прогноза именно в нашей стране получил быстрое внедрение в практику и дальнейшее развитие. Большими энтузиастами внедрения нового метода в практику были известные советские ученые-метеорологи А. А. Аскназий, С. П. Хромов, А. Ф. Дюбюк и др. Первое отечественное пособие, в котором систематически излагались основные положения фронтологической синоптики, было издано в ГГО в 1932 г. (рис. В.1). Затем последовало издание в 1934 г. учебного пособия С. П. Хромова «Введение в синоптический анализ», которое стало настольной книгой советских синоптиков.

Активную работу по внедрению фронтологического метода вели сотрудники Центрального бюро погоды (ЦБП), организованного в 1930 г. на основе Московского бюро погоды. Впоследствии в 1936 г. на базе отдела синоптических исследований ЦБП был организован Центральный институт погоды (ЦИП), теперь Научно-исследовательский гидрометеорологический центр СССР (Гидрометцентр СССР) — ведущее научное, методическое и оперативное учреждение в системе службы погоды СССР. Внедрение фронтологического анализа способствовало значительному повышению успешности прогнозов. Однако до конца 30-х гг. этот анализ фактически оставался двухмерным, т. е. ограничивался рассмотрением приземных карт погоды.

Существенному развитию синоптической метеорологии в конце 30-х годов способствовало использование высотных (аэрологических) карт. Впервые метеорологи, которые, по образному выражению одного из ученых, напоминали крабов, ползающих по дну океана и рассуждающих о волнении на его поверхности, получили возможность трехмерного анализа. Инициатором организации аэрологической сети в СССР и внедрения в оперативную работу высотных карт погоды был Х. П. Погосян.

Широкому использованию высотных карт (карт барической топографии) способствовали работы Н. Л. Таборовского и Х. П. Погосяна, предложивших методику так называемого адвективно-динамического анализа атмосферных процессов. Ими было показано, что процессы возникновения циклонов, антициклонов, фронтов являются результатом определенного взаимодействия адвективных и динамических факторов, определяющих изменения в структуре полей давления и ветра. Применение новых методов трехмерного анализа синоптических процессов привело к значительному увеличению успешности краткосрочных прогнозов погоды. Так, за период между 1940 г. и началом 50-х годов оправданность таких прогнозов возросла на 18—20 %.



Рис. В.1. Титульный лист первого отечественного учебного пособия по синоптической метеорологии.

Развитие синоптической метеорологии с начала 50-х годов связано в первую очередь с научно-технической революцией. В области метеорологии эта революция привела к коренному изменению средств получения, сбора и распространения метеорологической информации. Объем сведений о состоянии атмосферы, поступающих в распоряжение синоптика, за эти годы возрос в несколько раз, появились новые виды метеорологической информации (радиолокационные наблюдения, наблюдения с помощью уравновешенных аэростатов-трансозондов, метеорологических ракет и, наконец, метеорологических спутников). Это способствовало дальнейшему повышению успешности краткосрочных прогнозов погоды, оправдываемость которых в настоящее время превышает 90 %.

Резкое увеличение потоков метеорологической информации поставило на повестку дня вопрос об автоматизации системы ее сбора, распространения и первичного анализа. Успешному решению этой задачи способствовало развитие средств связи — буквопечатающей и факсимильной аппаратуры, создание спутников связи и быстродействующей вычислительной техники.¹ Появление быстродействующей вычислительной техники стимулировало развитие гидродинамических методов прогноза и общую математизацию процессов анализа и прогноза состояния атмосферы.

Гидродинамические методы прогноза полей давления и ветра в свободной атмосфере в настоящее время широко используются в повседневной работе прогностических учреждений ряда стран. Определенные успехи достигнуты и в области гидродинамического прогноза состояния атмосферы в приземном слое, т. е. прогноза погодных условий. Однако из-за чрезвычайной сложности процессов в пограничном слое атмосферы решающую роль в оперативной практике продолжают играть синоптические методы анализа и прогноза.

Как уже отмечалось, наряду с увеличением объема метеорологической информации, в последние годы произошло изменение ее содержания. Это изменение связано главным образом с появлением спутниковой метеорологической информации. Телевизионные изображения облачных полей, получаемые с помощью метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ) оказались чрезвычайно полезными не только с точки зрения непосредственного обеспечения потребителей данными об облачности но и как средство общего анализа атмосферных процессов. Оказалось, например, что по этим данным удастся с удовлетворительной точностью определить распределение давления, ветра, зон осадков, по-

¹ Вопросы машинной обработки и автоматизации первичного анализа метеорологической информации в связи с их большой значимостью в системе подготовки инженеров-метеорологов выделены в специальный курс «Численный анализ метеороинформации».

ложение и структуру некоторых синоптических объектов. Методика анализа полей облачности и радиационных измерений, получаемых с помощью метеорологических ИСЗ, а также пути использования результатов этого анализа в целях анализа и прогноза состояния атмосферы являются в настоящее время предметом исследования ученых разных стран. Таким образом, освоение космического околоземного пространства открывает и в области синоптической метеорологии новые, весьма многообещающие возможности.

1

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ И СПОСОБЫ ЕЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Глава 1. Метеорологическая информация, используемая при синоптическом анализе и прогнозе погоды

Глава 2. Способы представления метеорологической информации в виде, удобном для синоптического анализа и прогноза

ГЛАВА 1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМАЯ ПРИ СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ И ПРОГНОЗЕ ПОГОДЫ

1.1. Виды метеорологической информации

Вся работа по синоптическому анализу и прогнозу атмосферных процессов и погоды производится на основе сведений о параметрах атмосферы, которые получают в основном в результате метеорологических наблюдений. Совокупность таких сведений представляет собой *первичную метеорологическую информацию*.

Первичная метеорологическая информация в дальнейшем, как правило, подлежит трансформации и обработке, т. е. приведению ее к виду, удобному для использования в службе погоды. Результаты такой обработки тоже представляют собой метеорологическую информацию, которую иногда называют вторичной. Примером метеорологической информации этого вида могут служить синоптические карты, вертикальные разрезы атмосферы, анализы и прогнозы погоды на различные сроки, климатические данные и т. д.

Эффективность использования первичной метеорологической информации в службе погоды определяется ее точностью, полно-

той и своевременностью получения потребителем. Поэтому синоптик должен иметь полное представление о содержании первичной метеорологической информации, возможностях ее получения современными техническими средствами и требованиях, к ней предъявляемых.

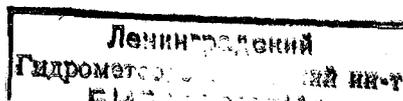
Состояние атмосферы описывается комплексом параметров. В этот комплекс в настоящее время входят, как правило, атмосферное давление, температура и влажность воздуха (в качестве внеатмосферного параметра часто включается температура подстилающей поверхности), скорость и направление ветра, системы конденсации водяного пара (туманы, облачность, осадки и т. д.), атмосферные явления (грозы, метели, пыльные бури и т. п.), вертикальные движения воздуха. Все эти параметры атмосферы определяются или инструментально, или, как, например, форма облаков и вид осадков, визуально и являются первичной метеорологической информацией. Из всего комплекса метеорологических величин, определяемых непосредственно в результате метеорологических наблюдений, исключение представляет скорость вертикальных движений воздуха, которая приближенно рассчитывается по формулам. В некоторых случаях в состав первичной метеорологической информации могут включаться сведения о загрязненности атмосферы, ее электрических параметрах, химическом составе и т. д.

Непосредственная значимость компонент рассматриваемого комплекса метеорологических величин для различных потребителей неодинакова. Однако это не может служить основанием для исключения какой-либо метеорологической величины из содержания первичной метеорологической информации по ряду причин. Во-первых, содержание первичной метеорологической информации должно давать возможность обеспечения любого потенциального потребителя. Во-вторых, некоторые параметры атмосферы, непосредственно не интересующие потребителя, используются для повышения качества синоптического анализа и разработки прогноза тех характеристик, которые этому потребителю нужны.

1.2. Основные требования к первичной метеорологической информации

Основные требования к первичной метеорологической информации определяются задачами, стоящими перед службой погоды. Возможность решения большинства таких задач связана:

— с масштабами погодообразующих атмосферных процессов и статистической структурой метеорологических полей, что определяет пространственную и временную дискретность получения метеорологической информации, т. е. плотность размещения метеорологических станций, частоту наблюдений на них, размеры



территории, с которой нужно иметь первичную метеорологическую информацию. Так, например, для разработки прогноза погоды на 24—36 ч по пункту или по небольшому району (административной области) необходимо иметь первичную метеорологическую информацию с территории, примерно 3000×3000 км, на которой пункты измерений находятся друг от друга на расстоянии 150—200 км и сообщают в прогностическое подразделение сведения о погоде с интервалом 4—6 ч;

— с требованиями экономики, поскольку затраты на создание и эксплуатацию измерительной сети должны быть меньше экономического эффекта, получаемого от использования первичной метеорологической информации от этой сети во всех видах деятельности службы погоды;

— с техническими возможностями получения первичной метеорологической информации того или иного вида, так как некоторые системы получения первичной метеорологической информации (метеорологические радиолокационные станции, метеорологические ИСЗ и др.) не могут обеспечить получение всего комплекса атмосферных параметров.

Исходя из особенностей погодообразующих атмосферных процессов, существующих способов их анализа, методов прогноза погоды, требований практики метеообеспечения различных отраслей народного хозяйства, можно сформулировать такие основные требования к первичной метеорологической информации: комплексность, трехмерность, глобальность, регулярность, оперативность, синхронность.

Комплексность, как уже указывалось, означает требование включения в состав первичной метеорологической информации результатов наблюдений за всеми метеорологическими величинами и явлениями, перечень которых был приведен ранее (см. п. 1.1). Это требование должно выполняться для каждого пункта измерений и момента времени, так как неполная первичная метеорологическая информация как в некоторых пунктах, так и в некоторые моменты времени осложняет анализ развития погодообразующих атмосферных процессов и снижает точность прогнозов погоды. Существование связей между полями различных метеорологических величин и одной и той же метеорологической величины во времени и пространстве при комплексности первичной метеорологической информации позволяет при синоптическом анализе исключать грубые ошибки, возникающие при измерениях; передаче информации по линиям связи, при нанеске данных на синоптические карты.

Трехмерность первичной метеорологической информации, представляет собой требование освещения результатами измерений метеорологических величин всего пограничного слоя и свободной атмосферы до предельно возможных высот. Это необходимо потому, что атмосферные процессы, формирующие погоду вблизи

подстилающей поверхности, развиваются в большом слое атмосферы, включающем тропосферу и стратосферу. Кроме того, ряд потребителей метеорологической информации (авиация, ракетная техника, воздухоплавание) нуждаются в сведениях о текущих и ожидаемых метеорологических условиях в свободной атмосфере, получить которые без трехмерности первичной метеорологической информации невозможно.

Требование **глобальности** не означает, что во всех случаях и во всех оперативных подразделениях Госкомгидромета СССР необходимо иметь первичную метеорологическую информацию с территории всего земного шара или полушария. Оно отражает в первую очередь тот факт, что размеры территории, для которой нужно иметь эту информацию, должны существенно превышать площадь района, для которого разрабатывается прогноз. Это связано с необходимостью учета взаимосвязей между погодообразующими процессами в сравнительно удаленных от района действия прогноза территориях и высокой скоростью перемещения зон с различными погодными условиями. Так, например, зона интенсивных осадков, находящаяся в исходный момент у западного побережья Европы, за сутки может переместиться на Белоруссию и Украину, резко изменив существовавший здесь ранее режим погоды.

Регулярность первичной метеорологической информации, т. е. требование производства метеорологических наблюдений в установленные сроки без их пропусков, обеспечивает своевременное обновление метеорологической информации, необходимой потребителям, позволяет при анализе и прогнозе развития синоптических процессов и погоды в полной мере учитывать их временную последовательность, вести непрерывное (с перекрытием) прогнозирование погоды, проводить уточнение прогнозов.

Под **оперативностью** понимается требование поступления первичной метеорологической информации к потребителю в минимальные сроки с момента производства наблюдения. Несоблюдение этого требования в значительной мере обесценивает информацию, особенно если она используется в целях краткосрочного прогноза погоды.

Синхронность, т. е. требование проведения метеорологических наблюдений в одно и то же время на всей измерительной сети, облегчает анализ пространственной структуры полей метеорологических величин, существенно уменьшает время сбора первичной метеорологической информации с пунктов измерений и соответственно время ее доведения в виде сводок результатов наблюдений до потребителей.

1.3. Системы получения первичной метеорологической информации

Для получения сведений о состоянии атмосферы во многих государствах и в международном масштабе функционируют **системы получения метеорологической информации**. Место каждой такой системы в службе погоды определяется ее основными характеристиками, к которым можно отнести:

- соответствие требованиям, сформулированным в п. 1.2;
- объем и виды информации, которые она может предоставить потребителям;
- относительная ценность метеорологической информации для решения различных народно-хозяйственных задач.

В настоящее время первичная метеорологическая информация получается с помощью следующих систем:

- сеть наземных метеорологических и аэрологических станций;
- сеть судовых наблюдений, якорных и дрейфующих гидрометеорологических станций (бுவ);
- сеть метеорологических радиолокационных станций;
- космическая метеорологическая система;
- система авиационной разведки погоды.

Кроме того, в состав первичной метеорологической информации эпизодически могут включаться данные, получаемые с помощью систем ракетного и аэростатного зондирования атмосферы.

Технические характеристики перечисленных систем получения метеорологической информации рассматриваются в специальных курсах, поэтому в дальнейшем будут приведены только сведения об этих системах, представляющие интерес для службы погоды.

Метеорологические наблюдения проводит большое число станций. Те из них, которые регулярно представляют данные, используемые в службе погоды, называются *синоптическими станциями*. Значительная часть этих станций (около 8 тыс.) входит в международную синоптическую сеть. Данные остальных синоптических станций используются при анализе атмосферных процессов, погодных условий и при прогнозе погоды на ограниченных территориях.

Синоптические станции расположены не только на континентальной части земного шара, но и на океанических акваториях. Часть из них находится на островах, другая часть представляет собой суда погоды.

Синоптические станции проводят наблюдения за температурой и влажностью воздуха, температурой почвы (воды), атмосферным давлением, скоростью и направлением ветра, дальностью горизонтальной видимости, формой, количеством облаков и высотой их

нижней границы, видом, количеством и интенсивностью осадков, атмосферными явлениями.

Наблюдения на синоптических станциях, входящих в международную сеть, проводятся синхронно в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч гринвичского среднего времени. Сроки 00, 06, 12 и 18 ч называются *основными синоптическими сроками*. Промежуточные сроки являются *дополнительными*. Наблюдения за атмосферными явлениями проводятся непрерывно.

Поскольку служба погоды ведет непрерывную круглосуточную работу и имеет постоянную связь с хозяйственными организациями и государственными учреждениями, то на синоптических станциях возложена задача информации о внеатмосферных опасных явлениях, относящихся к категории стихийных бедствий, таких как наводнения, цунами, селевые потоки, снежные лавины и обвалы.

Требование трехмерности первичной метеоинформации обеспечивается производством наблюдений в свободной атмосфере. Основным поставщиком этой информации является сеть аэрологических станций. *Аэрологические станции* проводят вертикальное зондирование атмосферы с помощью дистанционных средств — радиозондов, что позволяет получать систематические массовые данные о давлении, температуре, влажности, скорости и направлении ветра до высот 15—20 км. Радиозондирование атмосферы проводится реже, чем наблюдения на наземной сети синоптических станций. Это оправдано меньшей временной изменчивостью метеорологических величин в свободной атмосфере по сравнению с приземным слоем. Основными сроками наблюдений на сети аэрологических станций являются 00 и 12 ч гринвичского среднего времени, а дополнительными — 06 и 18 ч.

Учитывая большое влияние на результаты наземных наблюдений местных условий (рельеф, наличие вблизи станции водоемов, особенности растительного покрова и т. д.), основным требованием к размещению синоптической станции является ее репрезентативность, под которой понимается характерность данных наблюдений этой станции для окружающей ее территории. Кроме того, станция должна иметь стандартные, прошедшие государственную проверку приборы, квалифицированный персонал, средства связи, обеспечивающие оперативность передачи результатов наблюдений в установленные адреса.

Основным источником получения первичной метеорологической информации с акваторий морей и океанов являются островные синоптические (аэрологические) станции и суда погоды. Они проводят метеорологические наблюдения по той же программе и в те же сроки, что и синоптические (аэрологические) станции, расположенные в континентальной части земного шара. Следует иметь в виду, что результаты метеорологических наблюдений на островных станциях в некоторой мере, причем в разной степени

для различных станций, искажаются влиянием суши и могут быть недостаточно репрезентативны для оценки состояния атмосферы в прилегающей океанической акватории.

В настоящее время ведутся интенсивные работы по созданию и внедрению автоматических и полуавтоматических синоптических станций, что открывает большие возможности для получения метеорологической информации из районов, где создание стационарных синоптических станций затруднено (горные страны, пустыни, малонаселенные территории) или экономически нецелесообразно.

Каждой синоптической и аэрологической станции присваивается индекс (номер), по которому ее можно отличать от других станций и находить на бланке карты. Вся территория земного шара разбита на шесть больших районов (рис. 1.1), каждый из них, в свою очередь, разбит на более мелкие районы, имеющие двухзначные номера. Так, например, в большом районе IV (Северная и Центральная Америка) имеются районы с номерами от 70 до 79, а в большом районе V (Европа) — районы с номерами от 00 до 20, 22, 26, 27, 33, 34, 37, 40. Станции, находящиеся внутри этих районов, имеют трехзначные номера.

Таким образом, каждая синоптическая и аэрологическая станция имеет пятизначный индекс, две первых цифры которого указывают на номер района, а остальные три — на номер станции в пределах района. Так как в каждом районе находится лишь несколько десятков станций, а нумерация станций идет от 000 до 999, переходя из одного квадрата в соседний и повторяясь только после окончания каждой тысячи, то в соседних районах одинаковые трехзначные номера не встречаются. Поэтому работая с синоптическими картами, предназначенными для прогнозов на сроки 24—36 ч, можно оперировать только последними тремя цифрами индекса.

Наземная сеть синоптических и аэрологических станций (включая островные станции и суда погоды) является системой получения наиболее полной, регулярной и точной первичной метеорологической информации. Поэтому в настоящее время она является *основной* системой получения этой информации.

Недостатком данной системы является пространственная дискретность размещения станций и особенно недостаточная плотность синоптических станций над большей частью земного шара.

В общей постановке задача об оптимальной плотности размещения пунктов наблюдения может быть приближенно решена на основе учета пространственной структуры погодообразующих атмосферных процессов, периода действия прогноза и размеров территории, для которой он составляется, экономических соображений. Для целей краткосрочного прогноза погоды (до 36 ч) по пункту или небольшому району желательно, чтобы расстояние между соседними синоптическими станциями не превышало 100—150 км. Плотность аэрологической сети может быть меньше, чем

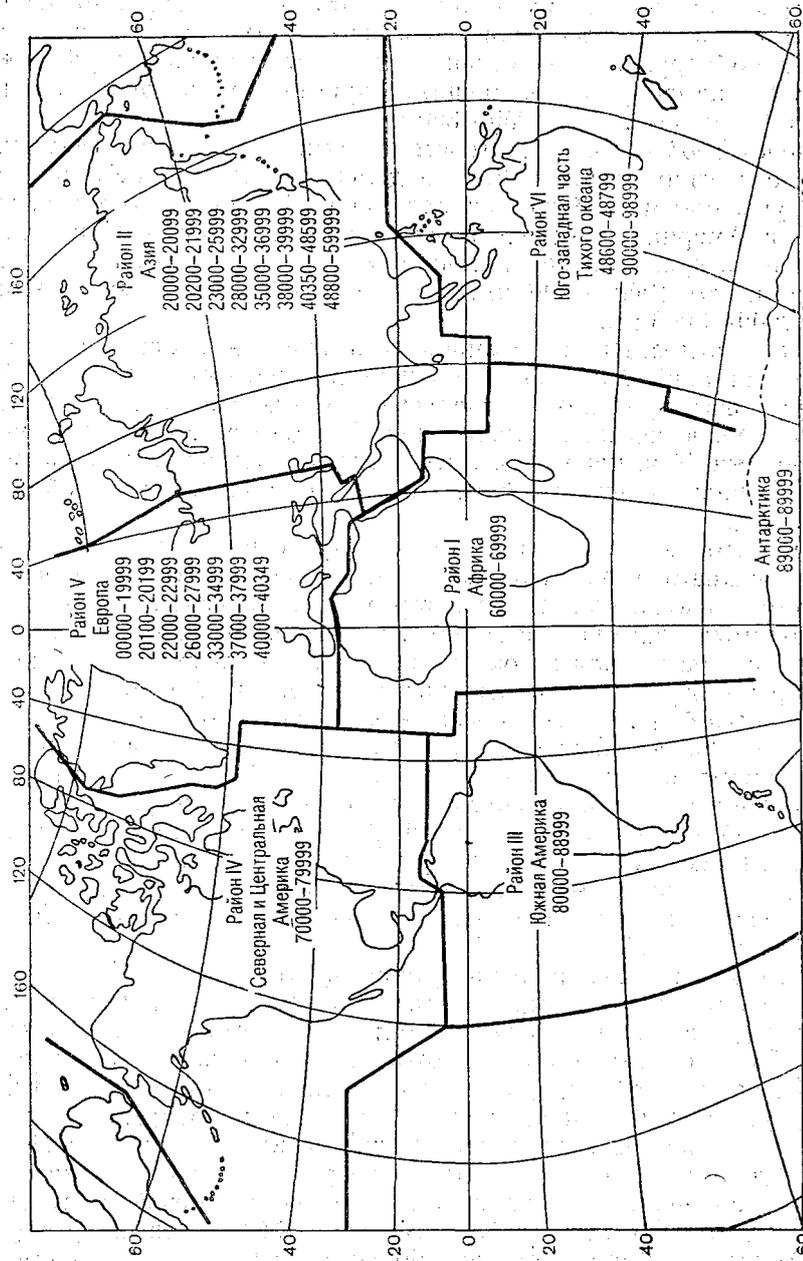


Рис. 1.1. Распределение индексов синоптических станций на земном шаре.

плотность сети синоптических станций, так как контрасты в значениях метеорологических величин, которые хорошо выражены в приземном слое, в свободной атмосфере выражены менее резко и их можно обнаружить при меньшей плотности измерительной сети. Поэтому рекомендуется размещать пункты радиозондирования атмосферы на расстоянии 250—300 км.

Однако необходимая плотность наземной сети синоптических и аэрологических станций имеется далеко не везде. Она удовлетворяет указанным требованиям над Европой, в центральной части Северной Америки. Над океанами, в горных районах Центральной Азии, в пустынях расстояния между синоптическими станциями достигают 1000—1500 км, а между аэрологическими станциями — 2000—3000 км.

Другим недостатком наземной сети синоптических и аэрологических станций является временная дискретность наблюдений, которая может приводить к пропускам резких изменений в значениях метеорологических величин или режима погоды в целом между сроками. Так, например, могут остаться незафиксированными осадки в поле зрения наблюдателя, кучево-дождевая облачность и т. д.

Недостаточная плотность сети синоптических станций над морями и океанами в определенной мере компенсируется метеорологическими наблюдениями на торговых и промысловых судах, производимых попутно с выполнением основного задания. Однако эти суда находятся или на основных международных трассах морских перевозок или в ограниченных рыболовецких районах, в результате чего большая часть океанических акваторий по-прежнему остается слабо освещенной метеорологическими данными. Решить эту проблему может создание сети автоматических якорных и дрейфующих гидрометеорологических станций (буев). Создание единой глобальной международной системы пока только планируется. Однако опыт ее работы уже имеется. Такая система используется эпизодически при выполнении различных международных метеорологических программ с привлечением данных с океанических акваторий.

Метеорологические радиолокационные станции позволяют непрерывно определять характеристики зон облачности и осадков, а доплеровские радиолокаторы — также скорость и направление ветра. При этом создается возможность обнаружения отдельных кучево-дождевых облаков, гроз, зон осадков, которые не всегда обнаруживаются при дискретных во времени и пространстве наблюдениях наземной сети синоптических станций. Кроме того, радиолокационный обзор позволяет получить сведения о микроструктуре облачности, ее водности, положении нулевой изотермы в облаках, интенсивности и виде осадков. Эффективный радиус обнаружения метеорологических объектов современными радиолокаторами достигает 150 км, поэтому в некоторых регионах,

например в Центральной и Западной Европе, практически вся территория покрыта сетью метеорологических радиолокаторов, обеспечивающих непрерывный в пространстве обзор состояния атмосферы. Это позволило поднять на более высокий уровень организацию и эффективность штормового оповещения и предупреждения, разработать новые методы сверхкраткосрочных (от нескольких минут до нескольких часов) прогнозов погоды.

Ограниченный, хотя и весьма важный комплекс метеорологических наблюдений, которые дает система метеорологических радиолокаторов, заставляет отнести ее к числу дополнительных к основной системе получения первичной метеорологической информации.

Метеорологическая космическая система состоит из метеорологических ИСЗ, функционирующих на разных орбитах, и наземного комплекса приема и обработки информации, поступающей от них. Метеорологические ИСЗ имеют специальную обзорно-измерительную аппаратуру. Интерпретация результатов работы этой аппаратуры позволяет получать такие характеристики состояния атмосферы, как распределение облачности, ледяного и снежного покрова, вертикальное распределение температуры и влажности, положение зон осадков и их интенсивность, радиационный баланс системы Земля—атмосфера, температура подстилающей поверхности и верхней границы облаков.

Наибольшее практическое применение в службе погоды пока нашли фотографии облачного покрова и подстилающей поверхности в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. Первые получают с помощью телевизионной аппаратуры (ТВ-аппаратура), вторые—с помощью инфракрасных радиометров (ИК-аппаратура). Сведения об облачности, получаемые с помощью метеорологических ИСЗ, оказывают значительную помощь при анализе синоптических процессов и прогнозе погоды, особенно над территориями с редкой сетью наземных синоптических и аэрологических станций.

С помощью всего нескольких метеорологических ИСЗ, находящихся на квазиполярных орбитах, в течение нескольких часов можно получить метеорологическую информацию практически со всего земного шара, т. е. метеорологическая информация, поступающая от метеорологической космической системы, глобальна.

Анализ спутниковой информации позволяет получать указанные выше сведения о состоянии атмосферы в любой точке, не прибегая к интерполяции, необходимой при использовании дискретных данных наземной сети синоптических и аэрологических станций. Таким образом, спутниковая метеорологическая информация является непрерывной.

Метеорологические ИСЗ работают в двух режимах: режиме запоминания и режиме непосредственной передачи. При работе в режиме запоминания информация накапливается в запоминающем

устройстве и передается на Землю тогда, когда ИСЗ появляется в зоне радиовидимости пункта приема информации. Поскольку объем информации очень большой, а время нахождения ИСЗ в зоне радиовидимости ограничено, то для приема этой информации создаются сложные стационарные радиотехнические системы. На пунктах приема информация подвергается обработке и в удобном для дальнейшего использования виде передается потребителям.

При работе в режиме непосредственной передачи метеорологической ИСЗ сразу же после производства измерений передает их результаты на Землю. Их могут принимать пункты приема информации, находящиеся в зоне радиовидимости ИСЗ. Так как информация в этом случае поступает для ограниченной территории (обычно не более чем 9000×9000 км), то ее объем не очень велик и для ее приема используется сравнительно простая радиотехническая аппаратура, которая может эксплуатироваться в небольших метеоподразделениях.

В Советском Союзе функционирует метеорологическая космическая система «Метеор» со спутниками серии «Метеор-2». В составе системы на высоте около 900 км работают два таких ИСЗ, находящихся на квазиполярных круговых орбитах (угол наклона плоскости орбиты около 81°). Период обращения примерно 100 мин. Плоскости орбит спутников пересекаются под углом около 100° . Эта система позволяет в течение суток дважды получать метеорологическую информацию с 70—80 % поверхности Земли.

В США функционирует метеорологическая космическая система ТОС (НОАА) с двумя спутниками серии «Тайрос-Н». Спутники находятся на круговых орбитах высотой 830—870 км с наклоном к плоскости экватора $98,7^\circ$. Период обращения около 100 мин. Метеорологические спутники «Тайрос-Н» имеют на борту аппаратуру для сбора и ретрансляции метеорологической информации от автоматических аэростатов, автоматических метеорологических станций, якорных и дрейфующих гидрометеорологических станций (буев).

Кроме системы ТОС (НОАА) в США функционирует метеорологическая космическая система Министерства обороны со спутниками ДМС и система геостационарных метеорологических спутников. Система геостационарных метеорологических спутников состоит из трех ИСЗ типа ГОЕС, расположенных в западном полушарии. Она обеспечивает получение снимков облачности и поверхности Земли в западном полушарии каждые 30 мин, сбор и передачу метеорологических данных примерно 10 тыс. станций.

На геостационарных орбитах работают также японский метеорологический ИСЗ «Химавари» и метеорологический ИСЗ стран Западной Европы «Метеосат АТ». Они выполняют задачи, анало-

гичные решаемым спутниками ГОЕС, но расположены над другими частями экватора.

Авиационная разведка погоды является дополнительным источником получения первичной метеорологической информации. При ее проведении самолет (вертолет) используется как средство доставки в свободную атмосферу приборов для производства измерений атмосферных характеристик и наблюдателя, производящего визуальную оценку состояния атмосферы. При этом получают сведения о наклонной и полетной видимости, облеченности, болтанке, фазовом состоянии облаков, высоте их нижней и верхней границы, безоблачных прослойках, температуре, ветре и т. д. Многие из этих характеристик на высотах не могут быть непосредственно получены другими способами. Кроме того, ценность авиационной разведки погоды определяется возможностью выбора времени и маршрута ее проведения в соответствии с задачами метеорологического обеспечения, стоящими перед метеорологическим подразделением, и тем, что данные разведки погоды по своей форме и содержанию в большей степени, чем другая первичная метеорологическая информация, удовлетворяют требованиям ее основного потребителя — авиации. Несмотря на пространственную ограниченность и эпизодичность данных разведки погоды они представляют большую ценность своей специфичностью. Поэтому они передаются и включаются в первичную метеорологическую информацию, подлежащую распространению в региональном и международном масштабах.

Системы метеорологического ракетного зондирования атмосферы имеются в Советском Союзе, США, Японии и других странах. В Советском Союзе ракетное зондирование производится на о. Хейса и в Волгограде, а также на научно-исследовательских судах АН СССР и Госкомгидромета СССР. Измеряются температура воздуха, атмосферное давление, ветер до высот 70—100 км.

Системы аэростатного зондирования позволяют осуществлять вертикальное и горизонтальное зондирование атмосферы до высот 60—70 км с помощью автоматических уравновешенных и управляемых аэростатов. Такие системы дают обширную метеорологическую информацию о параметрах свободной атмосферы, которые могут существенно дополнять результаты наблюдений на сети аэрологических станций. Однако отсутствие международных соглашений, регулирующих вопросы пересечения государственных границ метеорологическими автоматическими аэростатами, затрудняет широкое использование их систем. Поэтому такие системы нашли применение при выполнении международных гидрометеорологических программ в приэкваториальной зоне и океанических акваториях южного полушария.

1.4. Всемирная служба погоды

Идея создания *Всемирной службы погоды* (ВСП) была высказана в начале 60-х годов. Предпосылкой послужило, с одной стороны, то, что существовавшая тогда мировая метеорологическая система не удовлетворяла запросам бурно развивающейся хозяйственной деятельности человечества, а с другой стороны, появились новые научно-технические возможности. К числу последних, прежде всего, относились достижения в области освоения космоса, разработка автоматизированных средств наблюдений и техники теле связи, появление ЭВМ. Все это давало возможность получать метеорологическую информацию в глобальном масштабе, быстро ее обрабатывать и эффективно использовать полученную информацию для решения оперативных и научных задач. Создание ВСП в первую очередь преследовало цель улучшить метеорологическое обслуживание авиации, сельского хозяйства, промышленности, наземного и водного транспорта и создать возможность более точно и своевременно предупреждать об особо опасных явлениях погоды.

В 1967 г. Всемирный метеорологический конгресс принял план ВСП, после чего началось ее создание. В настоящее время ВСП — мировая метеорологическая система, состоящая из национальных средств и служб, координируемых Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Эта система обеспечивает все государства — члены ВМО первичной и обработанной метеорологической информацией, необходимой для оперативной и научной работы. Она непрерывно совершенствуется.

Всемирная служба погоды состоит из трех основных элементов:

1) глобальная система наблюдений (ГСН), в которую входят сеть синоптических и аэрологических станций и другие средства получения метеоинформации;

2) глобальная система обработки данных (ГСОД), в которую входят метеорологические центры, включающие в себя службы обработки данных и хранения материалов; в 1986 г было принято решение о придании им дополнительной функции управления данными;

3) глобальная система телесвязи (ГСТ), необходимая для быстрого обмена данными наблюдений и обработанной информацией.

Глобальная система наблюдений включает в себя около 4000 синоптических и аэрологических станций. Станции расположены так, что расстояние между ними на суше, как правило, не превышает 500 км. Над океанами такая густота станций неосуществима. Здесь значительное количество информации дают подвижные судовые станции. Особое значение придается получению аэрологической информации. Всемирная метеорологическая организа-

ция осуществляет специальную программу АСАМ (автоматизированные аэрологические наблюдения), для чего обычные торговые суда оборудуются станциями аэрологического зондирования.

Весьма ценную информацию о состоянии атмосферы над океанами поставляют буйковые станции. Метеорологическая информация, поступающая с бортов самолетов гражданской авиации, также включается в систему данных ГСН.

Существенную роль играет информация с метеорологических спутников Земли. Космическая подсистема ВСП еще полностью не создана. По планам ВМО она должна включать как минимум пять геостационарных и два полярно-орбитальных спутника. Предполагается также использование спутникового зондирования, для чего будут задействованы оперативные вертикальные зондирующие «Тайрос» (ОВЗТ). Для более надежного интерпретирования данных ОВЗТ ВМО задействовала около 100 аэрологических станций, более или менее равномерно разбросанных по всему земному шару, которые будут проводить зондирование в то время, когда над ними работает зондирующий «Тайрос». Тем самым спутниковое зондирование будет состыковано с наземным.

Глобальная система обработки данных включает в себя три вида метеорологических центров: мировые метеорологические центры (ММЦ), региональные центры (РМЦ) и национальные метеорологические центры (НМЦ).

Создано три мировых метеорологических центра: в Москве, Вашингтоне и Мельбурне. Они принимают все виды метеорологической информации со всего земного шара, транслируют аналогичную информацию по радио или передают ее по телесвязи другим метеорологическим центрам, подготавливают синоптические анализы и прогнозы и быстро распространяют их, ведут научные исследования по проблемам анализа и прогноза погоды. Кроме того, ММЦ осуществляют функцию управления данными (определение соответствия данных требованиям ВСП, хранение данных и их поиск, представление данных в первичном виде, в двоично-цифровой или символьной форме, а также в виде карт, схем, диаграмм).

Региональные метеорологические центры имеют примерно те же функции, что и ММЦ, но только в пределах обслуживаемых ими районов. Всего создано 24 РМЦ, из них 4 на территории СССР (в Москве, Ташкенте, Новосибирске и Хабаровске). Каждый РМЦ на обслуживаемой территории должен выполнять определенные обязанности по распространению метеорологической информации, карт анализов и прогнозов погоды.

Национальные метеорологические центры выполняют функции, определяемые национальными метеорологическими программами. Состав и оснащение НМЦ являются прерогативами каждой отдельной страны. В рамках ВСП национальные центры обмениваются информацией, анализами и прогнозами с РМЦ своего региона или ММЦ.

Глобальная система телесвязи предназначена для сбора и распространения данных наблюдений, а также для передачи обработанной информации и обмена ее между различными центрами.

ГСТ организована на трехступенчатой основе:

1) главная магистральная цепь связывает ММЦ и соответствующие региональные узлы телесвязи (РУТ), РМЦ и НМЦ, причем все РУТ и РМЦ имеют равный доступ к главной магистральной цепи;

2) региональные сети телесвязи;

3) национальные сети телесвязи.

Основной функцией главной магистральной цепи является обеспечение быстрого и надежного обмена данными наблюдений, которые необходимы для проведения анализов и составления прогнозов в глобальном масштабе, а также обмена между ММЦ обработанной информацией. Передача по ней может осуществляться во всех направлениях по всему земному шару.

Все НМЦ, РМЦ и РУТ связаны с главной магистральной цепью, чем обеспечивается получение данных всеми государствами.

Региональные сети телесвязи представляют собой взаимосвязанную систему линий связи от пункта к пункту. Они осуществляют сбор и распространение данных наблюдений и обмен ими в пределах региона, обмен и распространение обработанной информации, необходимой для удовлетворения нужд внутри региона и соседних РМЦ и НМЦ.

Организация национальных сетей телесвязи остается прерогативой соответствующих государств, однако они должны функционировать так, чтобы национальная система сбора данных была в состоянии удовлетворить не только свою службу погоды, но и службы погоды других государств.

1.5. Служба погоды в СССР

Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства на территории СССР осуществляют организации Государственного комитета СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромета СССР), координирующего работу этих организаций. Задачей службы погоды является обеспечение всех видов хозяйственной деятельности метеорологической информацией и в первую очередь прогнозами погоды на различные сроки и различными по назначению.

Непосредственно гидрометеорологическое обеспечение осуществляется подразделениями республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии. В настоящее время на территории СССР функционирует 38 таких управлений.

В системе Госкомгидромета СССР имеется ряд оперативных и научных учреждений, обеспечивающих все виды деятельности службы погоды.

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (Гидрометцентр СССР), являющийся одновременно одним из мировых и региональных метеорологических центров, представляет собой основной научный, методический и оперативный центр в системе службы погоды на территории СССР. В его задачу входит сбор и распространение метеорологической информации по всему Советскому Союзу, составление анализов и прогнозов погоды на различные сроки, разработка и апробирование новых методов прогноза погоды, методическое руководство работой низовых подразделений службы погоды и т. д.

Основным научным и методическим центром в службе погоды для Арктики и прилегающих районов является Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Госкомгидромета СССР (АНИИ).

Следующим звеном в службе погоды являются гидрометеорологические центры республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии. Они проводят в сокращенном объеме примерно ту же работу, что и Гидрометцентр СССР, но в пределах региона, обслуживаемого конкретным управлением.

Организационно замыкают службу погоды системы получения данных о состоянии атмосферы, рассмотренные выше (синоптические станции и др.).

Служба погоды оперативно обеспечивает метеорологической, и в том числе прогностической, информацией все отрасли народного хозяйства, включая гражданскую авиацию.

Учитывая большую зависимость работы гражданской авиации от погодных условий, по договору с Министерством гражданской авиации Госкомгидромет СССР организует систему метеорологического обеспечения всех видов работ авиации. Она работает параллельно с рассмотренной выше системой метеорологического обеспечения других отраслей народного хозяйства, но постоянно обменивается с ней всеми видами метеорологической информации. Система состоит из Главного авиаметеорологического центра (ГАМЦ), зональных авиаметеорологических центров (ЗАМЦ) и авиационных метеорологических станций при аэропортах (АМСГ). Последние непосредственно обеспечивают всей необходимой метеорологической информацией и в первую очередь прогнозами погоды все службы аэропорта базирования. Для оперативного получения информации о состоянии и прогнозе погоды по маршруту полета и в пункте посадки самолета организуется система запросов о погоде у определенных специальными указаниями станций. Запросы удовлетворяются немедленно и отправляются адресату по линиям связи.

Кроме того, для повышения безопасности полетов организована служба срочного оповещения и предупреждения об опасных для авиации метеорологических условиях — штормовая служба. Для этого вокруг каждого аэродрома организуется штормовое

Более наглядным и удобным для синоптического анализа и прогноза является графическое представление первичной метеорологической информации в виде карт, графиков, диаграмм. Особенно широко распространено в службе погоды использование географических карт с нанесенными на них данными метеорологических наблюдений — синоптических карт. Такие карты составляются во многих метеорологических подразделениях или принимаются с помощью факсимильной аппаратуры из центральных метеорологических учреждений. Наряду с синоптическими картами в некоторых случаях при анализе трехмерной структуры атмосферы строят ее разрезы.

Для решения многих расчетных задач в метеорологии, при прогнозировании погоды по гидродинамическим моделям, при разработке статистических прогностических схем и их практическом использовании наиболее удобным является аналитическое описание полей метеорологических величин. Задача аналитического описания поля метеорологической величины сводится к нахождению аппроксимирующей функции пространственных координат, а иногда и времени, с необходимой точностью описывающей основные особенности структуры этого поля. В этих целях, а также при графическом описании полей метеорологических величин чаще всего используются следующие системы координат:

— прямоугольная. Оси OX и OY расположены в горизонтальной плоскости. Чаще всего ось OX направляют параллельно кругу широты с запада на восток, а ось OY — вдоль меридиана с юга на север. Ось OZ направлена вертикально вверх;

— географическая. В качестве горизонтальных координат используются широта места наблюдения φ и его долгота λ , вертикальной координатой является высота над уровнем моря;

— изобарическая. Отличается от прямоугольной тем, что в качестве вертикальной координаты используется значение атмосферного давления, а плоскость XOY является касательной к изобарической поверхности;

— H -система. Отличается от прямоугольной тем, что в качестве вертикальной координаты используется геопотенциальная высота $H = gz$.

2.2. Табличные способы представления метеорологической информации

С целью сокращения объема и ускорения передачи по линиям связи текст описания результатов метеорологических наблюдений кодируется. Телеграммы с такими закодированными, имеющими цифровой вид сообщениями поступают из каждого пункта измерений в радиометеорологические центры, где формируются сводки, которые распространяются по радио- или проводным каналам связи. Таким образом, синоптическая станция, производя одно

наблюдение в установленный срок, имеет возможность через короткий промежуток времени получить первичную метеорологическую информацию за этот же срок наблюдения по многим окружающим ее синоптическим станциям.

Радиометеорологические центры передают сводки метеорологических наблюдений на наземной сети синоптических станций, опасных явлений погоды, результатов расчетов скоростей вертикальных движений, радиолокационных наблюдений, прогнозов погоды и т. д. Кодирование результатов наблюдений производится с помощью метеорологических кодов. Все основные коды являются международными, что делает возможным обмен метеорологической информацией между государствами без ее перекодирования. Для удобства пользования все коды, как международные, так и внутригосударственные, имеют условные обозначения. При кодировании достигается существенное (по сравнению со словесным сообщением) уплотнение информации. Насколько такое уплотнение значительно, показывает следующий пример.

В результате производства метеорологических наблюдений в установленный момент времени на синоптической станции получены погодные характеристики, которые в словесной форме выглядят следующим образом: облачность 10 баллов кучево-дождевая и разорванно-кучевая, высота нижней границы 200 м, умеренный ливневый дождь, в предыдущий срок наблюдения пасмурно, видимость 2,2 км, ветер юго-западный 11 м/с, температура +19,7 °С, атмосферное давление на уровне моря 1003,4 гПа, барометрическая тенденция — 1,3 гПа за 3 ч, равномерное падение, затем ровный ход, точка росы +18,3 °С.

В табличном (закодированном) виде эти результаты наблюдений представляются так:

41322 82211 10197 20183 40034 56013 78122 88900.

В данном случае число знаков в сообщении о погоде за счет использования кода уменьшилось почти в 8 раз. Примерно во столько же раз уменьшается время, необходимое для передачи такого сообщения по линиям связи.

2.3. Графические способы представления метеорологической информации

Значение любой скалярной метеорологической величины в прямоугольной системе координат может быть представлено в виде функции пространственных координат и времени:

$$F = F(x, y, z, t). \quad (2.1)$$

Уравнение (2.1) описывает положение в четырехмерном пространстве семейства поверхностей $F = \text{const}$. Однако оно не может быть представлено графически. Поэтому рассматривают структуру поля F , полагая часть координат фиксированными. Например,

рассматривая поле F в фиксированный момент (в какой-либо срок наблюдения), получим уравнение вида

$$F = F(x, y, z). \quad (2.2)$$

Уравнение (2.2) описывает структуру поля F в трехмерном пространстве. Такое семейство поверхностей $F = \text{const}$ можно представить в виде объемной модели. Подобные модели метеорологических полей иногда делают как наглядные пособия.

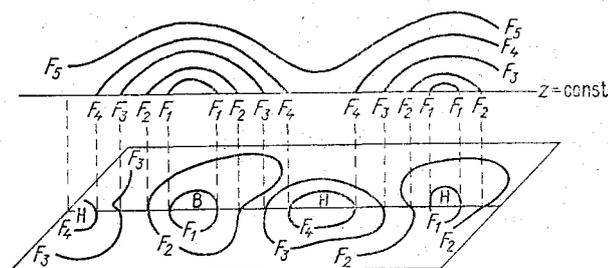


Рис. 2.1. Пример карты значений метеорологической величины F на высоте z .

Практически оказывается удобным анализировать поля метеорологических величин, фиксируя две координаты, т. е. строя разрезы полей какой-либо координатной плоскостью. Совокупность таких разрезов позволяет наглядно представить основные особенности структуры поля метеорологической величины F во всей толще атмосферы, проследить его изменение во времени в том или ином районе или направлении.

Рассмотрим основные виды разрезов, которые строятся в системе координат x, y, z, t .

1. **Разрез поля метеорологической величины F горизонтальной плоскостью**, находящейся на высоте z , в фиксированный момент времени. Такой разрез представляет собой систему изолиний $F = \text{const}$ показывающих распределение величины F на некоторой горизонтальной плоскости $z = \text{const}$ при $t = \text{const}$. Система таких изолиний описывается уравнением

$$F = F(x, y). \quad (2.3)$$

Так как в синоптической практике такая система изолиний наносится на бланк географической карты, то соответствующий разрез называют *картой значений метеорологической величины F на высоте z* . Эта система изолиний образуется как следы пересечения поверхностей $F = \text{const}$ с плоскостью $z = \text{const}$ (рис. 2.1).

Чтобы описать трехмерное поле F , нужно построить такие карты для нескольких поверхностей $z = \text{const}$. В настоящее время карта значений метеорологической величины F на высоте z со-

ставляется только для описания распределения давления воздуха на уровне моря, т. е. для высоты $z=0$. На эту же карту по определенной схеме вокруг каждой синоптической станции наносятся условными знаками значения всех других метеорологических величин и атмосферных явлений, которые наблюдатель фиксирует в данный момент времени, находясь у поверхности Земли. Такие карты называют *приземными картами погоды*.

Для описания полей метеорологических величин на высотах используются карты, построенные по другому принципу, о чем будет сказано ниже.

По данным наблюдений за основные сроки строятся приземные карты погоды, охватывающие большую территорию, позволяющую одновременно видеть атмосферные процессы на расстояниях протяженностью в несколько тысяч километров. Такие карты служат основой для прогнозов погоды на 24—36 и называются *основными*. Для разработки прогнозов на более значительные временные интервалы используются карты еще большего территориального охвата, вплоть до полушария.

По наблюдениям в дополнительные сроки составляются приземные карты погоды меньшего территориального охвата (дополнительные карты). Такие карты служат для уточнения развития атмосферных процессов в районах, близких к месту расположения метеорологического подразделения. Они применяются для прогноза на несколько часов вперед, но полезны и при разработке прогнозов на сутки. Впервые такие карты были введены для метеорологического обеспечения авиации. Сведения о погоде для составления этих карт собираются с территории некоторого «кольца» метеорологических станций, окружающих аэродром, и потому такие карты называются *кольцевыми картами*, или *кольцовками*.

Основные карты, применяемые для работы во внетропических широтах, строятся на географической основе, выполненной в стереографической полярной проекции с масштабом на параллели 60° , равным $1 : 15\,000\,000$ (1 см на карте соответствует 150 км на местности) или $1 : 20\,000\,000$ (1 см на карте соответствует 200 км на местности).

Бланки кольцевых карт также построены в стереографической полярной проекции с масштабом на параллели 60° , равным $1 : 5\,000\,000$ или $2\,500\,000$.

Объем табличного материала (сводки), который можно использовать при составлении приземных карт погоды, зависит от размера территории и плотности сети синоптических станций. Чем больше территория и плотнее сеть станций, тем более детально можно описать погодные условия у поверхности Земли. Однако для определенной территории количество станций, наблюдения которых можно использовать, будет зависеть также от масштаба карты.

Дело заключается в том, что данные наблюдений даже при самой аккуратной наноске занимают участок карты не менее 1 см^2 . Практически нанести на карту данные станций, удаленных друг от друга на бланке карты на расстояние менее $1,5 \text{ см}$, не удастся. Такое расстояние на карте в зависимости от ее масштаба будет соответствовать разным расстояниям на местности (по А. В. Садовникову и Н. С. Баштан):

Масштаб карты . . .	$1:2,5 \cdot 10^6$	$1:5 \cdot 10^6$	$1:10^7$	$1:2 \cdot 10^7$	$1:3 \cdot 10^7$	$1:6 \cdot 10^7$
Расстояние на местности, км . . .	37,5	75	150	300	450	900

Как видно из приведенных данных, чем мельче масштаб карты, тем более редкую сеть синоптических станций можно использовать. Таким образом, при анализе приземной карты погоды с масштабом $1:1,5 \cdot 10^7$ практически можно иметь данные со станций, расположенных друг от друга на расстоянии не менее $200\text{—}250 \text{ км}$. По этой же причине кольцевые карты, предназначенные для более детального анализа погодных условий, имеют более крупный масштаб.

На основных и кольцевых картах проводятся линии равных значений давления на уровне моря (изобары) и линии равных барических тенденций (изаллобары). Выделяются зоны с наиболее важными погодными условиями.

Наряду с основными и кольцевыми картами погоды по данным наземной сети синоптических станций строятся некоторые вспомогательные карты. Примером таких карт могут быть карты опасных и стихийных гидрометеорологических явлений погоды (туманы, грозы, гололед и т. д.), карты экстремальных значений температуры, осадков, снежного покрова и состояния почвы и другие карты.

2. **Пространственный вертикальный разрез** представляет собой систему изолиний $F = \text{const}$, описывающую распределение значений метеорологической величины F на вертикальной плоскости xz или yz в фиксированный момент времени. Система изолиний $F = \text{const}$ на пространственном вертикальном разрезе описывается уравнением

$$F = F(s, z), \quad (2.4)$$

где s — любое горизонтальное направление. Она представляет собой следы пересечения поверхностей $F = \text{const}$ с вертикальной плоскостью sz (рис. 2.2).

В практике работы метеорологических подразделений пространственные вертикальные разрезы строятся только тогда, когда необходимо детально проанализировать вертикальную структуру

полей метеорологических величин вдоль некоторого направления, например вдоль траектории полета летательного аппарата. При

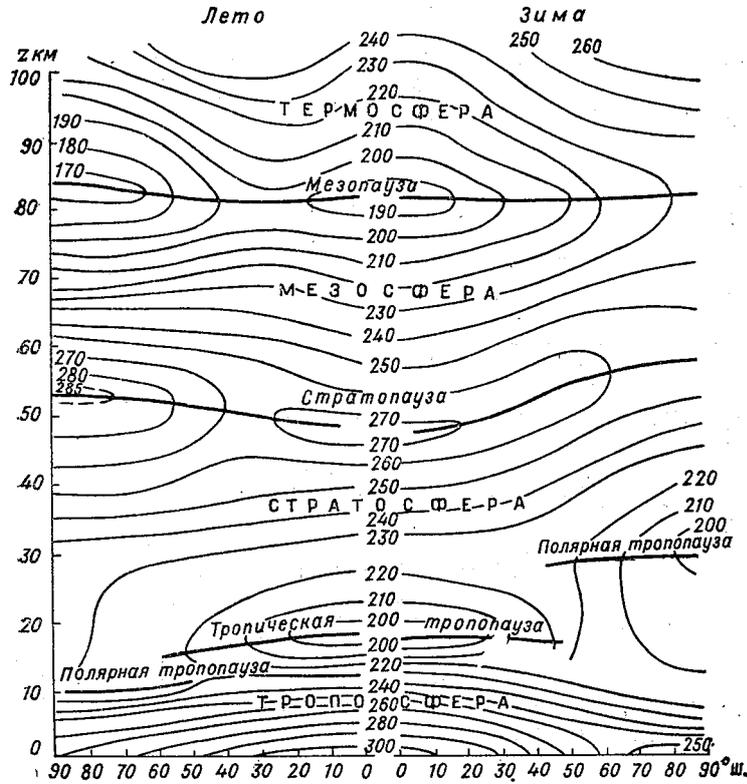


Рис. 2.2. Пространственный вертикальный разрез поля средней температуры атмосферы. По В. Р. Дубенцову.

этом на одну плоскость могут наноситься разрезы полей нескольких метеорологических величин.

Если на пространственном вертикальном разрезе необходимо отразить структуру поля (полей) метеорологической величины (метеорологических величин) в момент пролета летательного аппарата, то составляют пространственно-временные вертикальные разрезы. В этом случае горизонтальную координату заменяют другой L , являющейся функцией времени полета. Обычно эта функция представляется линейной зависимостью

$$L = vt,$$

где v — средняя скорость полета, t — время, прошедшее с момента вылета.

3. **Временной вертикальный разрез** представляет собой систему изолиний $F = \text{const}$ на плоскости zt , описываемую уравнением

$$F = F(z, t). \quad (2.5)$$

Пример временного разреза представлен на рис. 2.3. Такие разрезы строятся по данным ряда последовательных зондирований атмосферы или разведки погоды. Они позволяют наглядно пред-

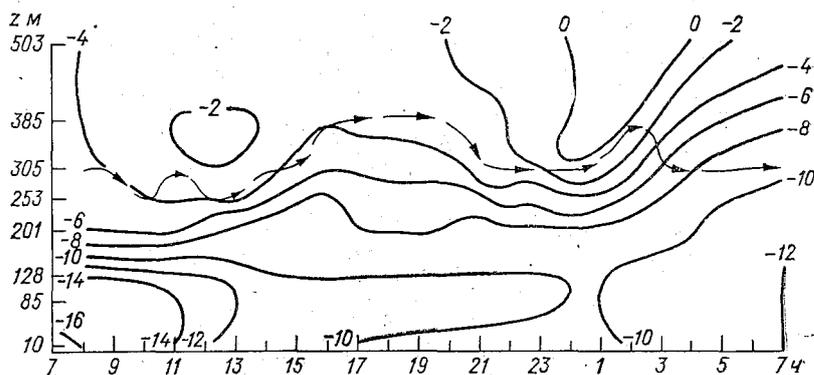


Рис. 2.3. Временной вертикальный разрез поля температуры по данным ст. Москва. 4—5 января 1977 г.

Стрелками показано положение уровня максимальной скорости ветра в пограничном слое атмосферы.

ставить временной ход характеристик атмосферы в районе пункта зондирования, что бывает необходимо при оценке погодных условий в период выполнения какой-либо народнохозяйственной задачи.

4. **Горизонтальный профиль распределения метеорологической величины.** В тех случаях, когда нужно графически представить распределение какой-либо метеорологической величины вдоль определенного направления, например на высоте полета или вдоль наземной трассы, строят горизонтальные профили.

Уравнение горизонтального профиля имеет следующий вид:

$$F = F(s). \quad (2.6)$$

Пример горизонтального профиля приведен на рис. 2.4.

Горизонтальные профили, как и пространственные вертикальные разрезы, можно строить в системе координат, где в качестве горизонтальной координаты s применяется координата $L = vt$. Тогда на разрезе будет показано значение метеорологической величины в момент прохода через соответствующую точку движущегося объекта.

5. **Вертикальный профиль** представляет собой график распределения значений метеорологической величины F по высоте над:

фиксированным пунктом в конкретное время. Уравнение вертикального профиля имеет следующий вид:

$$F = F(z). \quad (2.7)$$

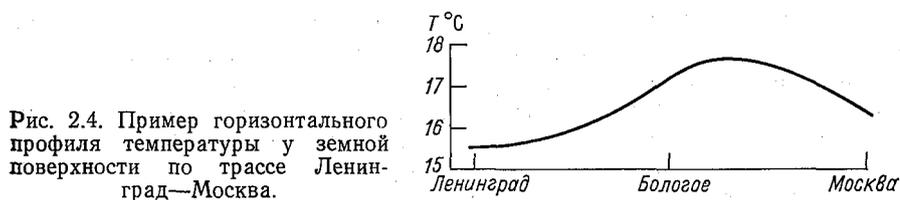


Рис. 2.4. Пример горизонтального профиля температуры у земной поверхности по трассе Ленинград—Москва.

Пример вертикального профиля представлен на рис. 2.5. Вертикальные профили строятся довольно часто, однако для целей синоптической интерпретации метеорологической информации нередко вместо вертикальной координаты используют ее эквиваленты, например давление, геопотенциальную высоту.

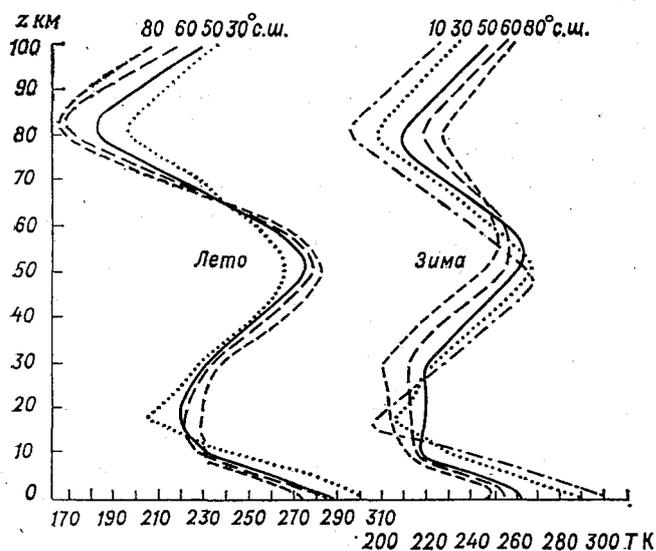


Рис. 2.5. Вертикальные профили температуры воздуха, осредненной по широтным кругам. По В. Р. Дубенцову.

6. График временного хода описывает изменение во времени некоторой метеорологической величины F в точке измерения. Его уравнение имеет следующий вид:

$$F = F(t). \quad (2.8)$$

Примерами таких графиков являются результаты записей на лентах барографа и других самописцев.

Уравнение (2.1) может быть разрешено относительно координаты z . Тогда его можно записать, как

$$z = z(x, y, F, t). \quad (2.9)$$

Уравнение (2.9) в отличие от (2.1) описывает в четырехмерном пространстве семейство плоскостей $z = \text{const}$, как функцию горизонтальных координат x и y , метеорологической величины F и времени t . Для графического представления поля метеорологической величины F полагают фиксированными какие-либо две или три координаты. Таким образом получают разрезы поверхностей равных высот z координатными плоскостями.

Одним из основных видов таких разрезов является *карта топографии поверхности равных значений метеорологической величины F* . Ее можно построить, если зафиксировать координаты F и t , т. е. рассматривать некоторую поверхность равных значений F в фиксированный момент времени. Тогда уравнение (2.9) будет иметь следующий вид:

$$z = z(x, y). \quad (2.10)$$

Это уравнение описывает семейство изогипс (линий равных высот), которое является следами пересечения поверхности $F = \text{const}$ различными поверхностями XOY , находящимися на разных высотах z в один и тот же момент времени. Карта с такими изолиниями дает наглядное представление о рельефе поверхности $F = \text{const}$ и называется картой топографии этой поверхности. Для того чтобы составить полное представление о поле метеорологической величины F , необходимо иметь карты топографии для различных значений F за несколько сроков наблюдения.

Карты топографии можно составлять для любых метеорологических величин, но практически они строятся только для изобарических поверхностей и называются *картами барической топографии*. При этом в качестве вертикальной координаты используется не линейная, а геопотенциальная высота H . Тогда уравнение (2.10) нужно записать так:

$$H = H(x, y). \quad (2.11)$$

Рациональность такой замены определяется практическими затруднениями использования карт распределения давления на фиксированных высотах, построенными в системе координат x, y, z, t (по аналогии с картами давления на уровне моря, рассмотренными ранее). Сущность этих затруднений сводится к следующему.

В синоптической метеорологии широко используется модель геострофического ветра, связывающая поля давления и ветра соотношениями:

$$u_g = -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (2.12)$$

где u_g и v_g — проекции скорости геострофического ветра на оси X и Y соответственно; ρ — плотность воздуха на изобарической поверхности p ; $l=2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса ($\omega=7,29 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ — угловая скорость вращения Земли, φ — широта места измерения). Таким образом, на одном и том же уровне чем гуще изобары, тем сильнее геострофический ветер, который, как

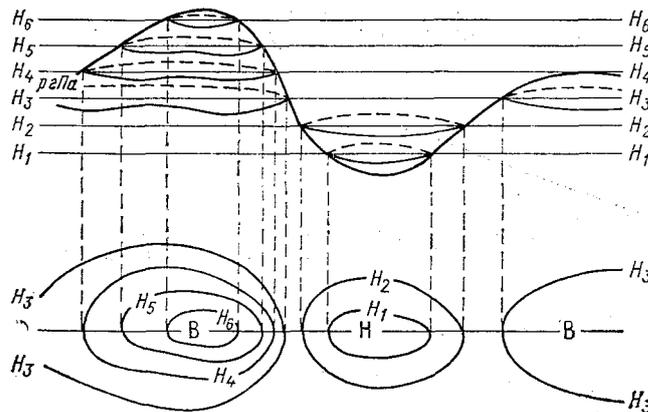


Рис. 2.6. Пример карты абсолютной топографии поверхности $p=\text{const}$.

показывают результаты сравнения, в большинстве случаев с достаточной для практических целей точностью близок к фактическому (измеренному). Но с помощью карт изобар нельзя визуально сравнивать скорости ветра по густоте изобар на разных высотах, поскольку в формулы (2.13) входит плотность, а для ее расчета нужно дополнительно привлекать данные о температуре воздуха. Необходимость учета плотности отпадает, если использовать представление барического поля в свободной атмосфере с помощью карт абсолютной топографии (карт АТ), на которых положение изобарической поверхности в пространстве отсчитывается от уровня моря в единицах геопотенциала (рис. 2.6).

Покажем, что представление поля давления с помощью карт абсолютной топографии более удобно для синоптического анализа, чем карт давления на фиксированных высотах.

Значение давления в точках вертикальной плоскости XOZ (рис. 2.7) в фиксированный момент времени является функцией координат x и z . Таким образом,

$$p = p(x, z) \text{ и } dp = \frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz. \quad (2.13)$$

Вдоль линии пересечения изобарической поверхности p с плоскостью XOZ выражение (2.13) следует записать в следующем виде:

$$\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz = 0. \quad (2.14)$$

С другой стороны, уравнение линии $p = \text{const}$ можно представить, как $z = z(x)$, откуда

$$dz = \frac{\partial z}{\partial x} dx. \quad (2.15)$$

Тогда, подставляя (2.15) в (2.14), получим

$$\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} dx = 0. \quad (2.16)$$

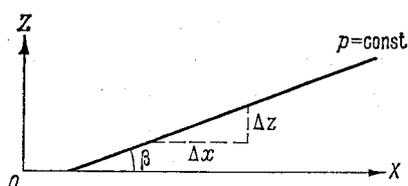


Рис. 2.7. Положение изобарической поверхности P на вертикальном разрезе.

Используя уравнение статики

$$\partial p / \partial z = -\rho g, \quad (2.17)$$

получим из (2.16), что

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \frac{\partial z}{\partial x}. \quad (2.18)$$

Аналогичным образом получается соотношение, связывающее составляющие градиентов давления и высоты изобарической поверхности вдоль оси OY :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = g \frac{\partial z}{\partial y}. \quad (2.19)$$

Подставляя (2.18) и (2.19) в геострофические соотношения (2.12), получим

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y}; \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}, \quad (2.20)$$

где z — высота изобарической поверхности p .

В соотношениях (2.20) плотность уже отсутствует, но появилась новая, меняющаяся в зависимости от географической широты и высоты величина — ускорение свободного падения $g = g(\varphi, z)$. Для ее исключения введем понятие абсолютного геопотенциала Φ . Абсолютный геопотенциал — это работа, которую нужно совершить для поднятия единицы массы от уровня моря до высоты z . Таким образом,

$$\Phi = \int_0^z g dz. \quad (2.21)$$

Считая, что в пределах той части атмосферы, где развиваются погодообразующие атмосферные процессы, т. е. в тропосфере и нижней стратосфере, g практически не зависит от z , получим из (2.21)

$$\Phi = gz,$$

откуда

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = g \frac{\partial z}{\partial x}; \quad \frac{\partial \Phi}{\partial y} = g \frac{\partial z}{\partial y}. \quad (2.22)$$

В соответствии с (2.22) можно записать (2.20) в следующем виде:

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad (2.20a)$$

За единицу геопотенциала принята величина, равная $9,8 \text{ м}^2/\text{с}^2$, т. е. работа по поднятию единицы массы в поле силы тяжести с ускорением $= 9,8 \text{ м}/\text{с}^2$ на высоту 1 м. Однако с такими единицами работать крайне неудобно. Поэтому вводится другая единица — геопотенциальный метр (гп. м), численно практически равная линейному метру, но имеющая размерность работы:

$$H = \frac{\Phi}{9,8} = \frac{gz}{9,8}.$$

Здесь $9,8$ — безразмерная величина.

В реальных условиях g отличается от $9,8 \text{ м}/\text{с}^2$ на $\pm 0,5\%$. С этой точностью геопотенциальная высота в гп. м численно совпадает с линейной высотой в метрах. Так, при высоте точки измерения 5 км ее геопотенциальная высота может отличаться от 5 гп. км не более чем на ± 25 гп. м. На широте близкой к 45° отличия практически отсутствуют.

Таким образом, формулы для расчета составляющих геострофического ветра по картам АТ имеют вид

$$u_g = -\frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial y}; \quad v_g = \frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (2.23)$$

или

$$V = \frac{9,8}{f} \left| \frac{\partial H}{\partial n} \right|, \quad (2.24)$$

где n — нормаль к изогипсе.

Из формул (2.23) и (2.24) следует, что изменение скорости геострофического ветра с высотой пропорционально изменению с высотой градиента абсолютного геопотенциала, причем коэффициент пропорциональности не зависит от высоты, что упрощает трехмерный синоптический анализ полей давления и ветра.

Сопоставляя формулы (2.12) и (2.23), получим

$$\frac{\partial H/\partial x}{\partial H/\partial y} = \frac{\partial p/\partial x}{\partial p/\partial y} = \frac{dy}{dx} = \operatorname{tg} \alpha,$$

где α — угол градиентов p и H с осью X . Отсюда следует, что горизонтальный градиент давления в любой точке совпадает с горизонтальным градиентом геопотенциала и в этом смысле карты давления на фиксированных уровнях и карты АТ эквивалентны.

В настоящее время в службе погоды принято строить карты АТ изобарических поверхностей 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50 гПа, которые обычно называют *главными изобарическими поверхностями*. Иногда строят карты АТ промежуточных и более высоких изобарических поверхностей.

На карты АТ кроме значения геопотенциала изобарической поверхности в десятках гп. м наносят данные о ветре, температуре, дефиците точки росы, расстояние до ближайшей нижележащей главной изобарической поверхности.

Изогипсы на картах АТ проводят через 40 гп. м, что соответствует вблизи уровня моря перепаду давления примерно 5 гПа, т. е. интервалу, через который на приземных синоптических картах проводятся изобары. Поэтому при равной скорости ветра густота изогипс на картах АТ и изобар на приземной карте погоды примерно одинакова.

Абсолютный геопотенциал изобарической поверхности зависит от давления на уровне моря и средней температуры слоя между уровнем моря и изобарической поверхностью. Это видно из барометрической формулы геопотенциала, являющейся одним из интегралов уравнения статики, которую можно получить следующим образом.

Запишем уравнение статики в следующем виде:

$$-dp/dz = g_0,$$

или, используя уравнение состояния сухого воздуха,

$$-\frac{dp}{p} = \frac{g dz}{RT}. \quad (2.25)$$

Интегрируя (2.25) в пределах от 0 до z и от p_0 до p , получим

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{1}{R} \int_0^z \frac{g dz}{T}.$$

Вводя среднюю температуру слоя от уровня моря до высоты z и используя то, что

$$d\Phi = g dz,$$

получим барометрическую формулу абсолютного геопотенциала

$$\Phi_{\text{абс}} = RT_m \ln \frac{p_0}{p}, \quad (2.26)$$

где T_m — средняя температура; R — газовая постоянная.

Наряду с картами АТ строят *карты относительной топографии (карты ОТ)*, т. е. карты толщин слоев между главными изобарическими поверхностями. Наиболее употребительной является карта толщины слоя между изобарическими поверхностями 1000 и 500 гПа ($ОТ_{1000}^{500}$).

Поскольку при определении относительного геопотенциала слоя изобарические поверхности фиксированы, то (2.26) при замене p_0 на p_1 и p на p_2 превратится в формулу относительного геопотенциала

$$\Phi_{отн} = RT_m \ln \frac{p_1}{p_2}, \quad (2.27)$$

где

$$\ln(p_1/p_2) = \text{const.}$$

Тогда

$$\Phi_{отн} = \Phi(T_m) \text{ или } \Phi_{отн} = kT_m. \quad (2.28)$$

Таким образом, относительный геопотенциал зависит только от средней температуры слоя между изобарическими поверхностями.

Изогипсы $ОТ_{p_2}^{p_1}$ могут рассматриваться как изотермы средней температуры слоя между p_1 и p_2 .

Для относительного геопотенциала слоя 1000—500 гПа, если он выражен в гп. м, коэффициент k в формуле (2.28) равен 20,29, т. е.

$$H_{1000}^{500} = 20,29T_m. \quad (2.29)$$

Таким образом, поскольку на карте $ОТ_{1000}^{500}$ значения геопотенциала наносятся в гп. дам (десятках гп. м), то для оценки средней температуры слоя между изобарическими поверхностями 1000 и 500 гПа достаточно значение геопотенциала разделить пополам.

Другим видом карт, построенных по принципу топографии поверхности метеорологической характеристики, являются *карты тропопаузы и максимального ветра*. При их построении в качестве вертикальной координаты используется давление.

Уравнение (2.9) для описания поверхностей тропопаузы и максимального ветра имеет вид

$$p = p(x, y). \quad (2.30)$$

Уравнение (2.30) описывает семейство изобар, которое является следами пересечения поверхности тропопаузы или поверхности максимального ветра различными изобарическими поверхностями в фиксированный момент времени.

На карты тропопаузы наносятся значения давления на уровне тропопаузы в гектопаскалях, температура воздуха и дефицит точки росы на этом уровне, скорость и направление ветра. В случае многослойной тропопаузы указывается еще давление на

второй, вышележащей тропопаузе. На этих картах проводятся изобары через 50 гПа при давлении на уровне тропопаузы больше 250 гПа и через 25 гПа при давлении на уровне тропопаузы менее 250 гПа.

На карты максимального ветра наносятся давление на уровне максимального ветра в верхней тропосфере в гектопаскалях, направление и скорость максимального ветра. При наличии данных о сильных ветрах в стратосфере их скорости и давление на соот-

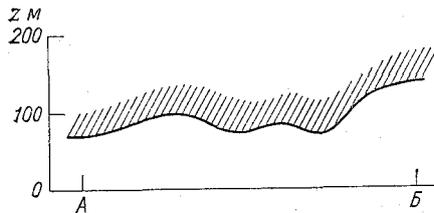


Рис. 2.8. Высота нижней границы облаков между пунктами А и Б.

ветствующем уровне также наносятся на карту. Проводятся изогахи через 10 м/с начиная с 30 м/с и выше.

В системе координат x, y, F, t могут быть построены и другие разрезы, аналогичные тем, которые были рассмотрены для системы координат x, y, z, t . Одним из примеров может быть горизонтальный профиль. Такой профиль приведен на рис. 2.8. Уравнение для описания положения поверхности нижней границы облаков на этом разрезе записывается в форме

$$z = z(s) \text{ или } H = H(s). \quad (2.31)$$

Уравнения вида $z = z(t)$ или $H = H(t)$ описывают временной ход высоты некоторой поверхности $F = \text{const}$ над пунктом. Это может быть, например, описание колебания высоты нулевой изотермы, высоты тропопаузы и т. п.

Удобным способом графического представления результатов вертикального зондирования атмосферы являются *аэрологические диаграммы*. Так называют построенные на специальных бланках графики вертикального распределения метеорологических величин в пункте зондирования атмосферы.

В службе погоды Советского Союза в настоящее время применяются три формы бланков для построения аэрологических диаграмм:

— аэрологическая диаграмма (АД), построенная в косоугольной системе координат (К) для теплого полугодия (Т) — АДКТ;

— аэрологическая диаграмма (АД), построенная в косоугольной системе координат (К) для холодного полугодия (Х) — АДКХ;

— аэрологическая диаграмма (АД), построенная в прямоугольной системе координат (П), применяемая во все сезоны — АДП.

При построении бланков всех трех диаграмм в качестве горизонтальной координаты используется температура ($X=T$), в качестве вертикальной — давление ($Y=p^{0,286}$). На первых двух бланках диапазон изменения давления от 1050 до 100 гПа. Диапазон изменения температуры на АДКТ равен $+40 \dots -25^\circ\text{C}$, на АДКХ — $+10 \dots -55^\circ\text{C}$.

Третий бланк (АДП) предназначен для анализа данных вертикального зондирования атмосферы в интервале давления от 1050 до 10 гПа и в диапазоне температур $+40 \dots -80^\circ\text{C}$. На бланках всех аэрологических диаграмм нанесены изобары, изотермы, изограммы — линии равных значений отношения смеси, сухие адиабаты — линии равных значений потенциальной температуры, влажные адиабаты — линии равных значений псевдопотенциальной температуры. Имеются шкалы для определения виртуального температурного добавка, расстояний между главными изобарическими поверхностями, энергии неустойчивости, температуры на различных высотах в стандартной атмосфере.

Точность построения кривых распределения значений метеорологических величин, измеряемых при температурно-ветровом зондировании, и графическом определении по этим данным других характеристик атмосферы с помощью бланка АДП несколько ниже, чем с помощью бланков АДКТ и АДКХ, но, как показывает опыт их применения, оказывается достаточной для решения оперативных задач анализа состояния атмосферы и краткосрочного прогноза погоды.

Бланки аэрологических диаграмм, кроме того, что являются наглядным средством графического представления первичной метеорологической информации, могут быть использованы как номограммы для расчета таких метеорологических величин, как, например, массовая доля водяного пара или относительная влажность на данном уровне, виртуальная, потенциальная и псевдопотенциальная температуры, высоты основных изобарических поверхностей, вертикальный градиент температуры и характеристик влажности и т. д.

Из всей информации, которая поступает от метеорологических ИСЗ, в практике синоптического анализа атмосферных процессов применительно к задаче краткосрочного прогноза погоды наибольшее применение нашли *спутниковые фотографии облачности*, принимаемые метеорологическими подразделениями в режиме непосредственной передачи.

По известному положению спутника и обнаруженных на фотографиях географических объектов производится географическая привязка. Наиболее важным этапом работы со спутниковыми фотографиями облачности является их дешифрирование, т. е. индентификация (опознавание) имеющихся на снимках изображений облачности и подстилающей поверхности. Дешифровочными признаками являются яркость (тон изображения), структура (рису-

нок, контуры) и текстура (характер поверхности изображения). Дешифрирование начинается с определения по этим признакам положения крупномасштабных облачных систем, форм и характеристик облаков, из которых они сформированы. Затем выделяются облачные системы синоптического масштаба: облачные вихри, полосы, гряды. При дешифрировании в целях устранения грубых ошибок целесообразно привлекать данные наблюдений наземных синоптических станций, предыдущие фотографии облачности, данные разведки погоды и другую метеорологическую информацию по данному району.

Составляя комбинации из фотографий, полученных на одном витке и на смежных витках, получают фотомонтаж. При этом разницей во времени производства наблюдений на соседних витках, которая не превышает полутора-двух часов, обычно пренебрегают.

Примеры спутниковых фотографий облачности приведены в гл. 8 и в других главах книги.

2.4. Аналитическое представление метеорологической информации

При решении таких задач, как проведение изолиний, например, на синоптических картах, пространственных и временных разрезах атмосферы, определение центров замкнутых областей повышенного и пониженного значения давления на приземных картах погоды и картах барической топографии, оценка погодных условий по маршруту и т. п., нужно определять значения метеорологических величин в точках и моменты времени, не совпадающие с положением пунктов измерений и временем производства наблюдений на них. Другими словами, приходится интерполировать значения метеорологических величин между этими пунктами и моментами производства наблюдений. При графическом анализе метеорологической информации такая интерполяция производится с учетом визуальной оценки закономерностей, связывающих значения метеорологических величин в различных точках пространства и в различные моменты времени. Результаты интерполяции зависят от квалификации метеоролога и времени, которым он располагает для анализа графического материала.

Значительно быстрее и точнее задачи интерполяции можно решать с помощью ЭВМ, если аналитически описать поле метеорологической величины. Для этого нужно выбрать вид аппроксимирующей функции так, чтобы она лучшим образом учитывала взаимосвязи между значениями метеорологической величины в различных точках поля и в различные моменты времени, т. е. описывала главные особенности распределения метеорологической величины во времени и пространстве с заданной точностью.

Одним из достоинств аналитической аппроксимации является то, что восстановленное по аппроксимирующей зависимости поле становится более гладким, т. е. свободным от мелкомасштабных возмущений (метеорологических шумов). Другим ее достоинством является то, что описание исходного поля метеорологической величины обычно сконцентрировано в небольшом числе параметров аппроксимирующей функции. Таким образом, объем первичной метеорологической информации о поле метеорологической величины может быть существенно уменьшен. Кроме того, зная аппроксимирующую функцию, легко определить дифференциальные и интегральные характеристики поля. Возможны различные способы аналитического описания метеорологических полей.

Аппроксимацию алгебраическими степенными полиномами, например вида

$$y = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + \dots,$$

целесообразно применять только тогда, когда они имеют невысокую степень. Когда структура поля сложна, то для его описания с необходимой точностью нужно использовать полиномы высоких степеней, и тогда расчеты становятся весьма трудоемкими. Это связано не только с тем, что нужно вычислять большое количество весовых коэффициентов, но в основном с тем, что степень полинома, удовлетворяющего требуемой точности описания поля, устанавливается путем проб. Если выбранный в начале аппроксимации полином не описывает поля с заданной точностью, то степень полинома повышается. Но при этом нужно заново рассчитывать все весовые коэффициенты, так как члены степенного полинома связаны (коррелируют) между собой, т. е. члены с более высокими степенями частично дают информацию о структуре поля метеорологической величины, которую уже дали члены с более низкими степенями.

Поэтому при аналитическом описании метеорологических полей в настоящее время стали широко использоваться различные ортогональные функции (в том числе и ортогональные полиномы, члены которых статистически независимы). Их преимуществом является то, что добавление членов в аппроксимирующий ряд с целью повышения точности описания поля не оказывает влияния на значения весовых коэффициентов при предшествующих членах. К числу таких ортогональных функций, нашедших применение при аналитическом описании метеорологических полей, относятся, например, полиномы Чебышева, ряды Фурье, эмпирические ортогональные функции и др.

Применение таких функций для аналитической аппроксимации полей рассматривается в специальных курсах.

2

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА

- Глава 3. Поле атмосферного давления
- Глава 4. Поле ветра
- Глава 5. Поле вертикальных движений
- Глава 6. Поле температуры воздуха
- Глава 7. Поле влажности
- Глава 8. Поле облачности
- Глава 9. Поле осадков

ГЛАВА 3. ПОЛЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

3.1. Пространственное распределение давления

Поле атмосферного давления является скалярным непрерывным полем, основными графическими формами представления которого, широко применяемыми при синоптическом анализе и краткосрочном прогнозе погоды, являются приземные карты погоды и карты абсолютной топографии. На первых проводятся изобары на уровне моря (через 5 гПа), на вторых — изогипсы основных изобарических поверхностей (через 40 гп. м). В связи с непрерывностью поля давления изобары (изогипсы АТ) не могут пересекаться. Они могут обрываться на обресе карты ограниченного района, но на карте земного шара они всегда будут замкнутыми.

Отличительной особенностью поля давления является его гладкость, т. е. отсутствие мелкомасштабных возмущений. Это связано с тем, что процесс выравнивания давления носит волновой характер. Поэтому возмущения с масштабами 1—10 км ликвидируются весьма быстро. Однако в нижней тропосфере иногда возникают условия, когда выравнивание давления затруднено. В этих случаях горизонтальное изменение давления может превышать

обычно наблюдающееся в несколько раз. Такие условия часто создаются при накоплении холодного воздуха с одной стороны горного хребта, при переваливании воздушной массы через него, при интенсивном вытеснении теплого воздуха быстро вторгающимся холодным воздухом.

Возмущающее влияние горного хребта на поле давления наиболее сильно проявляется тогда, когда воздушный поток направ-

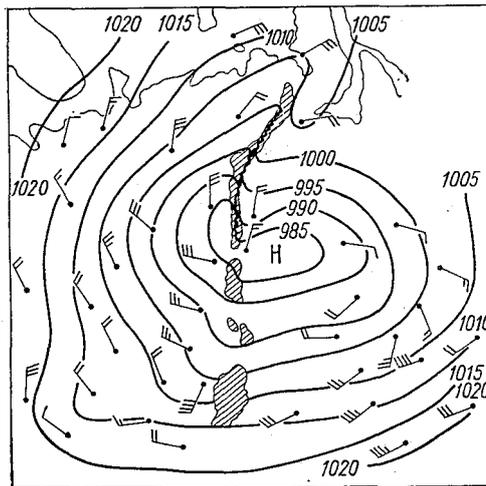


Рис. 3.1. Пример поля давления в области горного хребта. По Ю. Н. Волконскому.

лен почти перпендикулярно к нему. Рисунок 3.1, приведенный в качестве примера, показывает, что в результате накопления воздуха на западных склонах непосредственно над Уральским хребтом возникла зона резко увеличенных горизонтальных изменений давления. Обычно наблюдающееся гладкое поле давления существенно возмущено. В этих исключительных случаях на приземных синоптических картах проводят волнистыми линиями так называемые *орографические изобары*.

Важной дифференциальной характеристикой поля давления является *барический градиент* определяемый как $-dp/dN$, который направлен по нормали (N) к изобарической поверхности в сторону убывания давления.¹ Применительно к анализу барического поля на горизонтальной плоскости используется понятие горизонтальной составляющей барического градиента, определяемой как $-dp/dn$, где n — нормаль к изобаре. При анализе высотного барического поля используют понятие горизонтального градиента геопотенциала изобарической поверхности, который вычисляется как $-dH/dn$, где n — нормаль к изогипсе.

¹ Здесь и далее используется принятое в метеорологии понятие градиента.

Между горизонтальным градиентом давления и геопотенциала существует следующее соотношение:

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = -9,8\rho \frac{\partial H}{\partial n}, \quad (3.1)$$

где H в гп. м.

Угол наклона изобарической поверхности к уровенной поверхности мал. Он измеряется десятками секунд.

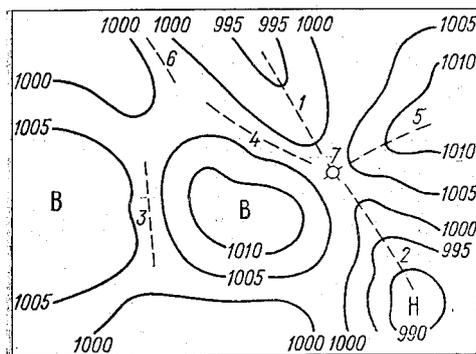


Рис. 3.2. Основные барические системы на приземной карте погоды.

Н — депрессия; В — барический максимум; 1 — U-образная ложбина; 2 — V-образная ложбина; 3 — полоса пониженного давления; 4 — замаскированная ложбина; 5 — U-образный гребень (гребень); 6 — перемычка высокого давления; 7 — седловина с гиперболической точкой седловины.

Другой важной дифференциальной характеристикой горизонтального распределения давления является его лапласиан

$$\nabla^2 p = \partial^2 p / \partial x^2 + \partial^2 p / \partial y^2 \quad \text{или} \quad \nabla^2 H = \partial^2 H / \partial x^2 + \partial^2 H / \partial y^2. \quad (3.2)$$

Каждая составляющая лапласиана дает представление об изменении густоты изобар (изогипс) в направлении оси координат.

Гладкость поля давления позволяет легко обнаружить существование барических систем синоптического масштаба. Все они могут быть разделены на две группы: системы пониженного давления и системы повышенного давления (рис. 3.2).

3.1.1. Системы пониженного давления

Депрессия — область относительно пониженного давления с замкнутыми изобарами (изогипсами) («Н» на рис. 3.2). Точка с наиболее низким давлением (геопотенциалом) называется *центром депрессии*. Когда таких точек бывает несколько, депрессия называется многоцентровой. Изобары (изогипсы), очерчивающие депрессию, чаще всего имеют форму, близкую к кругу или овалу. В умеренных широтах давление на уровне моря в центре депрессии обычно находится в пределах 950—1010 гПа.

Размер депрессии определяется как расстояние между наиболее удаленными друг от друга точками на внешней замкнутой изобаре (изогипсе) и составляет от нескольких сотен до 1—2 тыс.

км, а иногда и более. Глубина депрессии оценивается или числом замкнутых изобар (изогипс) или перепадом давления (геопотенциала) от центра депрессии до внешней замкнутой изобары (изогипсы).

Для центра депрессии выполняются следующие соотношения:

$$\partial p / \partial x = \partial p / \partial y = 0 \quad \text{или} \quad \partial H / \partial x = \partial H / \partial y = 0. \quad (3.3)$$

Поскольку центр депрессии является точкой с минимумом давления на осях OX и OY , то

$$\partial^2 p / \partial x^2 > 0 \quad \text{и} \quad \partial^2 p / \partial y^2 > 0 \quad \text{или} \quad \partial^2 H / \partial x^2 > 0 \quad \text{и} \quad \partial^2 H / \partial y^2 > 0. \quad (3.4)$$

Тогда для центра депрессии лапласиан давления

$$\nabla^2 p > 0 \quad \text{или} \quad \nabla^2 H > 0. \quad (3.5)$$

Такое горизонтальное распределение давления характерно для синоптического объекта, называемого *циклоном*. Хотя это понятие более широкое, чем депрессия, и включает в себя описание структуры полей многих других метеорологических величин, тем не менее его обычно используют при анализе барического поля вместо термина депрессия.

Барические ложбины — области относительно пониженного давления с незамкнутыми изобарами. Существует несколько видов барических ложбин.

Ложбины со сравнительно плавным изменением кривизны изобар (изогипс) вблизи оси ложбины, под которой понимается линия, соединяющая точки с максимальной кривизной изобар (изогипс) (1 на рис. 3.2), называют *U-образными*. Такие ложбины обычно встречаются на картах АТ или на далеких перифериях депрессий на приземных картах погоды.

Ложбины с резким изменением кривизны изобар вблизи оси ложбины (2 на рис. 3.2) называют *V-образными*. Они обычно наблюдаются на приземных картах погоды на перифериях депрессий на сравнительно небольшом удалении от их центральных частей.

На оси U- и V-образных ложбин (рис. 3.3)

$$\partial p / \partial x = 0 \quad \text{и} \quad \partial p / \partial y \neq 0 \quad \text{или} \quad \partial H / \partial x = 0 \quad \text{и} \quad \partial H / \partial y \neq 0. \quad (3.6)$$

Поскольку на оси ложбины вдоль оси OX отмечается минимальное давление, то

$$\partial^2 p / \partial x^2 > 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0. \quad (3.7)$$

Так как вдоль оси OY давление изменяется монотонно, то в общем случае

$$\partial^2 p / \partial y^2 \neq 0 \quad \text{или} \quad \partial^2 H / \partial y^2 \neq 0. \quad (3.8)$$

Однако

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \gg \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \quad \text{или} \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \gg \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}, \quad (3.9)$$

и поэтому на оси ложбины $\nabla^2 p > 0$ и $\nabla^2 H > 0$. Действительно, как следует из рис. 3.3,

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \approx \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{1000 - 995}{\Delta x_1} - \frac{995 - 1000}{\Delta x_2} \right).$$

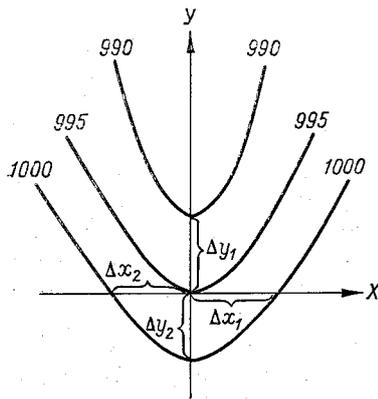


Рис. 3.3. К оценке знака производных от давления на оси U и V-образных ложбин.

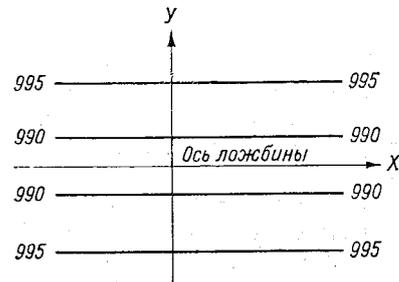


Рис. 3.4 К оценке знака производных от давления на оси полосы пониженного давления.

При

$$\Delta x = \Delta x_1 = \Delta x_2 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = 10/(\Delta x)^2;$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = \frac{1}{\Delta y} \left(\frac{990 - 995}{\Delta y_1} - \frac{995 - 1000}{\Delta y_2} \right).$$

При

$$\Delta y = \Delta y_1 = \Delta y_2 \quad \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = 0.$$

Третьим видом барической ложбины является *полоса пониженного давления* (3 на рис. 3.2) или *полоса пониженных значений абсолютного геопотенциала*. Она располагается между двумя областями повышенных значений давления (геопотенциала). Ось полосы пониженного давления является местом точек с наиболее низким значением давления (геопотенциала) и проходит примерно параллельно изобарам (изогипсам) в центральной части этой полосы.

Если направить ось OX вдоль оси полосы пониженного давления, а ось OY — по нормали к ней (рис. 3.4), то на оси ложбины этого вида

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \text{ и } \frac{\partial p}{\partial y} > 0 \text{ или } \frac{\partial H}{\partial x} = 0 \text{ и } \frac{\partial H}{\partial y} > 0, \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = 0 \text{ и } \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} > 0 \text{ или } \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0 \text{ и } \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} > 0. \quad (3.11)$$

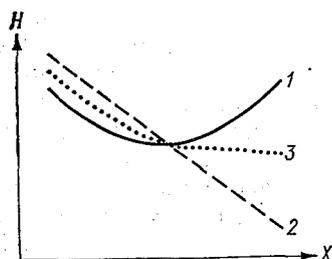


Рис. 3.5. Распределение геопотенциала изобарических поверхностей в области первых трех типов ложбины (1), в области поля с маломеняющимся горизонтальным градиентом геопотенциала (2) и в области замаскированной ложбины (3).

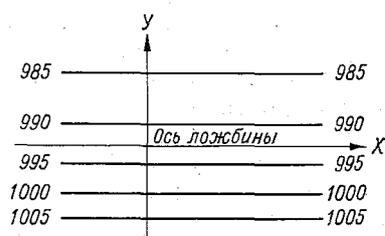


Рис. 3.6. К оценке знака производных от давления на оси замаскированной ложбины.

Поэтому на оси полосы пониженного давления

$$\nabla^2 p > 0 \text{ или } \nabla^2 H > 0. \quad (3.12)$$

Своеобразным видом ложбин является так называемая *замаскированная ложбина* (4 на рис. 3.2). Процесс ее возникновения можно рассматривать как наложение на ложбину одного из первых трех типов поля с маломеняющимся горизонтальным градиентом давления (геопотенциала) (рис. 3.5). При этом должно наблюдаться увеличение густоты изобар (изогипс) в направлении более высокого давления. Ось замаскированной ложбины проходит через точки с максимальной кривизной барического профиля.

На оси замаскированной ложбины (рис. 3.6)

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \text{ и } \frac{\partial p}{\partial y} \neq 0 \text{ или } \frac{\partial H}{\partial x} = 0 \text{ и } \frac{\partial H}{\partial y} \neq 0, \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = 0 \text{ и } \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} > 0 \text{ или } \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0 \text{ и } \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} > 0. \quad (3.14)$$

Поэтому на оси замаскированной ложбины

$$\nabla^2 p > 0 \text{ или } \nabla^2 H > 0. \quad (3.15)$$

Таким образом, на осях ложбин всех видов и в центре депрессий (циклона) лапласиан давления (геопотенциала) положителен. Отсюда также следует вывод, что при циклонической кривизне изобар (изогипс), т. е. тогда, когда центр кривизны нахо-

дится в области низкого давления, лапласиан давления (геопотенциала) будет положительным.

3.1.2. Системы повышенного давления

Барический максимум — область относительно повышенного давления с замкнутыми изобарами (изогипсами) («В» на рис. 3.2). Точка с наивысшим давлением называется центром барического максимума. Изобары (изогипсы) барического максимума чаще всего имеют эллипсовидную форму. Давление на уровне моря в центре барического максимума обычно находится в пределах от 1000 до 1035 гПа. Размеры барического максимума характеризуются наибольшим расстоянием между точками, находящимися на внешней замкнутой изобаре. Обычно это расстояние составляет 2—3 тыс. км. Интенсивность барического максимума оценивают чаще всего перепадом давления между центром и на внешней замкнутой изобаре.

В центре барического максимума

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial y} = 0. \quad (3.16)$$

Так как в центре барического максимума давление достигает максимума, то

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} < 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} < 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} < 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} < 0. \quad (3.17)$$

Тогда для центра барического максимума

$$\nabla^2 p < 0 \quad \text{или} \quad \nabla^2 H < 0. \quad (3.18)$$

Описанное выше горизонтальное распределение давления характерно для синоптического объекта, называемого *антициклоном*. Этот термин чаще всего используется и при описании особенностей структуры поля давления (геопотенциала).

Барические гребни — области относительно повышенного давления с незамкнутыми изобарами (изогипсами).

U-образные гребни (их обычно называют просто гребни) имеют сравнительно плавный изгиб изобар (изогипс) в области оси гребня (5 на рис. 3.2). Ось гребня соединяет точки с наибольшей кривизной изобар (изогипс). Хорошо развитые гребни, занимающие большие площади, часто называют *отрогами антициклонов*. Иногда в таком отроге можно обнаружить самостоятельный центр области повышенного давления, очерченной обычно только одной замкнутой изобарой.

На оси U-образного гребня, перпендикулярно которой направлена ось Ox ,

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial p}{\partial y} \neq 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial H}{\partial x} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial H}{\partial y} \neq 0. \quad (3.19)$$

В связи с тем что на оси U-образного гребня давление (геопотенциал) достигает максимума,

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} < 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} < 0. \quad (3.20)$$

При этом

$$\partial^2 p / \partial y^2 \neq 0 \text{ или } \partial^2 H / \partial y^2 \neq 0. \quad (3.21)$$

Но так как

$$|\partial^2 p / \partial x^2| \gg |\partial^2 p / \partial y^2|, \quad (3.22)$$

то на оси U-образного гребня

$$\nabla^2 p < 0 \text{ или } \nabla^2 H < 0. \quad (3.23)$$

Другим видом барического гребня является *перемычка повышенного давления* (6 на рис. 3.2) или полоса повышенных значений абсолютного геопотенциала. Она разделяет две смежные области пониженного давления (геопотенциала). Ось перемычки высокого давления проходит через точки с наиболее высокими значениями давления (геопотенциала) в переходной зоне от одной депрессии или ложбины к другой.

На оси перемычки высокого давления, если ось Ox направлена вдоль нее,

$$\partial p / \partial x = 0 \text{ и } \partial p / \partial y = 0 \text{ или } \partial H / \partial x = 0 \text{ и } \partial H / \partial y = 0 \quad (3.24)$$

Так как на оси перемычки высокого давления значение давления (геопотенциала) максимально, то

$$\partial^2 p / \partial y^2 < 0 \text{ или } \partial^2 H / \partial y^2 < 0. \quad (3.25)$$

При этом

$$\partial^2 p / \partial x^2 = 0 \text{ или } \partial^2 H / \partial x^2 = 0. \quad (3.26)$$

Поэтому на оси перемычки высокого давления

$$\nabla^2 p < 0 \text{ или } \nabla^2 H < 0. \quad (3.27)$$

Итак, в центре барического максимума (антициклона) и на осях U-образных гребней лапласиан давления (геопотенциала) имеет отрицательный знак. Следовательно, при антициклонической кривизне изобар (изогипс), т. е. тогда, когда центр кривизны находится в области высокого давления, лапласиан давления (геопотенциала) отрицателен.

Если поле давления (геопотенциала) образовано из расположенных в шахматном порядке двух депрессий (ложбин) и двух барических максимумов (гребней) (7 на рис. 3.2), то между ними создается *седловина*, аналогичная рельефу местности, расположенному между двумя смежными вершинами хребта. Место, где одновременно при переходе от одного барического максимума к другому давление (геопотенциал) достигает минимума, а при переходе от одной депрессии к другой — максимума, называется *гиперболической точкой седловины*. Очевидно, что в этой точке

$$\partial p / \partial x = \partial p / \partial y = 0 \text{ или } \partial H / \partial x = \partial H / \partial y = 0. \quad (3.28)$$

Если ось OX направить от одной депрессии к другой, а ось OY от одного барического максимума к другому, то

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} > 0 \text{ и } \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} < 0 \text{ или } \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0 \text{ и } \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} < 0. \quad (3.29)$$

Значения давления (геопотенциала) в разных точках пространства связаны между собой. При анализе этих связей выясняется,

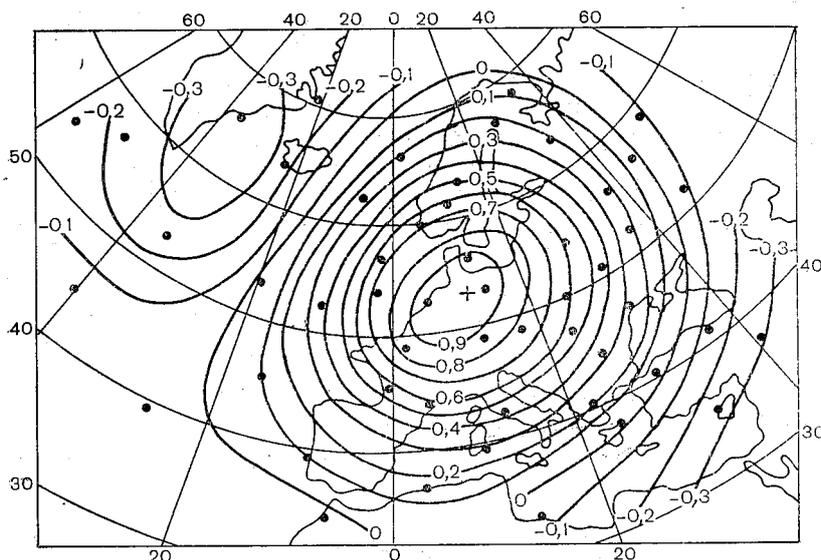


Рис. 3.7. Корреляция значений геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа на ст. Ганновер со значениями геопотенциала этой поверхности на других станциях. По Ю. Бертони и И. Лунду

что положительная корреляция давления (геопотенциала) сохраняется до расстояний, достигающих 2000 км. На рис. 3.7 приведена карта изокоррелят (равных значений коэффициентов корреляции) геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа на ст. Ганновер с геопотенциалом этой поверхности на окружающих станциях. Видно, что до расстояний около 2000 км семейство изокоррелят имеет вид, близкий к концентрическим окружностям. На расстояниях до 1000 км коэффициент корреляции превышает 0,5. Радиус корреляции, под которым принято понимать расстояние до изокорреляты, соответствующей уменьшению значения коэффициента корреляции в e раз, составляет 1200 км. На расстояниях свыше 2200 км связь между значениями геопотенциала меняет знак на обратный.

Так как давление на некотором уровне представляет собой вес столба воздуха над этим уровнем, то оно является единственной метеорологической величиной, которая с высотой монотонно убы-

вает. Поэтому чем больше высота, тем меньше атмосферное давление.

Распределение давления по вертикали описывается барометрическими формулами, являющимися интегралами уравнения статики. Наиболее точной является известная формула Лапласа. Для анализа атмосферных процессов в пределах тропосферы и нижней стратосферы можно использовать так называемую барометрическую формулу реальной атмосферы

$$p = p_0 e^{-g \Delta z / (RT_m)}, \quad (3.30)$$

где p — давление на высоте z ; p_0 — давление на нижнем уровне; Δz — разность высот между изобарическими поверхностями p_0 и p ; T_m — средняя виртуальная температура слоя между изобарическими поверхностями p_0 и p .

Карта абсолютной топографии изобарической поверхности p , как уже было показано, приближенно характеризует распределение давления на высоте z , близкой к средней высоте этой изобарической поверхности. Поэтому полезно знать средние значения высот изобарических поверхностей, для которых строятся карты АТ:

p гПа . . .	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30
z км . . .	0	1,5	3,0	5,5	7,0	9,0	12,0	13,5	16,0	20,0	24,0

Чем выше уровень, тем более сглаженным становится поле давления (геопотенциала). Исчезают многие его возмущения, обнаруживаемые на приземной карте погоды и картах АТ низких уровней. Часть депрессий и барических максимумов, которые хорошо выражены на приземной карте погоды, по мере поднятия на более высокие уровни превращается в ложбины и гребни более крупных барических образований.

Густота изогипс на картах АТ, как правило, с высотой возрастает. В среднем, на карте АТ₃₀₀ она примерно в 2 раза больше, чем на карте АТ₈₅₀. Это связано со следующими обстоятельствами. Вся тропосфера состоит из чередующихся по горизонтали относительно теплых и относительно холодных масс воздуха. Так как барическая ступень в теплом воздухе больше, чем в холодном, то в переходных зонах между этими массами наклон изобарических поверхностей с высотой увеличивается, что приводит к увеличению градиента геопотенциала при переходе от более низких к более высоким изобарическим поверхностям.

Из формулы (3.1) следует, что

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = -9,8 \frac{\partial H}{\partial n}.$$

Но так как градиент геопотенциала с высотой возрастает, а плотность убывает, то горизонтальный градиент давления с высотой в пределах тропосферы практически мало меняется.

Сопоставление приземной карты погоды с картами АТ различных изобарических поверхностей за один и тот же срок показывает, что все барические образования трехмерны. Однако они не одинаково развиты по вертикали. В зависимости от степени их вертикального развития принято выделять низкие, средние, высокие и высотные барические образования.

Низкие барические образования прослеживаются в виде одной и той же барической системы от уровня моря до изобарической поверхности 850 гПа, т. е. на приземной карте погоды и карте АТ₈₅₀. Иногда такие барические образования обнаруживаются только на приземной карте погоды.

Средние барические образования прослеживаются от уровня моря до изобарической поверхности 700 гПа.

Высокие барические образования прослеживаются от уровня моря по крайней мере до изобарической поверхности 500 гПа и выше.

Иногда на картах АТ можно встретить барические образования, которые не обнаруживаются на приземной карте погоды. Такие барические образования называют *высотными*.

3.2. Изменение давления во времени

Рассматривая ряды измеренных значений давления, легко заметить, что на каждой синоптической станции давление непрерывно изменяется. При этом периодические его изменения (суточный ход), особенно в умеренных и высоких широтах, где они не превышают нескольких долей гектопаскаля, существенно меньше непериодических, связанных в основном с перемещением и эволюцией барических систем.

Рассмотрим физические причины изменения давления во времени. Для этого запишем уравнение статики в виде

$$p_z = \int_z^{\infty} g \rho dz \quad (3.31)$$

и продифференцируем его по времени. Тогда получим

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = \int_z^{\infty} g \frac{\partial \rho}{\partial t} dz, \quad (3.32)$$

где $\partial p_z / \partial t$ — барическая тенденция. Заменяем в (3.32) $\partial \rho / \partial t$ его значением из уравнения неразрывности для сжимаемой атмосферы

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left[\frac{\partial (u\rho)}{\partial x} + \frac{\partial (v\rho)}{\partial y} + \frac{\partial (w\rho)}{\partial z} \right]. \quad (3.33)$$

Тогда, учитывая, что $\rho_\infty \omega_\infty = 0$, и считая $g = \text{const}$, получим

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = -g \int_z^\infty \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - g \int_z^\infty \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + g \rho_z \omega_z. \quad (3.34)$$

Уравнение (3.34) называют *уравнением тенденции*. Оно позволяет указать причины изменения давления на высоте z и сделать следующие выводы.

1. Давление на высоте z будет падать, если выше этого уровня существует интегральная дивергенция скорости ветра ($\text{div } \mathbf{V} > 0$), и, наоборот, будет расти, если выше уровня z наблюдается конвергенция скорости ветра ($\text{div } \mathbf{V} < 0$).

2. Давление на высоте z будет падать при интегральной адвекции менее плотного (более теплого) воздуха выше уровня z и расти при адвекции более плотного (более холодного) воздуха.

3. При переносе воздуха вверх через уровень z давление на этой высоте растёт, при переносе воздуха вниз — падает, так как такой процесс приводит к изменению веса столба воздуха выше уровня z . Это утверждение не справедливо только для уровня подстилающей поверхности, поскольку вертикальные перемещения не могут изменить веса столба воздуха от подстилающей поверхности до верхней границы атмосферы.

Применительно к оценке изменения давления на уровне моря уравнение (3.34) приобретает следующий вид:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = -g \int_0^\infty \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - g \int_0^\infty \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz. \quad (3.35)$$

Согласно (3.35), изменение давления на уровне моря на станции (локальное изменение давления) определяется интегральными значениями дивергенции скорости и адвекции плотности во всей толще атмосферы. Однако это не означает, что во всех слоях атмосферы знаки дивергенции скорости одинаковы, так же как могут быть различными знаки адвекции плотности на разных высотах. Поэтому вклад одних слоев атмосферы в изменение приземного (на уровне моря) давления может совпадать с интегральным эффектом всего атмосферного столба, а других слоев — быть противоположным. Под вкладом понимается та доля в изменении приземного давления (давления на уровне моря), которая определяется изменением массы воздуха в каком-то вышерасположенном слое атмосферы.

Изменение давления у поверхности Земли можно представить таким образом:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = - \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) dz. \quad (3.36)$$

Представляя (3.36) в виде суммы интегралов, получим

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = - \int_0^{z_1} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) dz - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) dz - \dots - \int_{z_n}^{\infty} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) dz. \quad (3.37)$$

В конечных разностях формула (3.37) принимает следующий вид:

$$\delta p_0 = (\delta p_0 - \delta p_{z_1}) + (\delta p_{z_1} - \delta p_{z_2}) + \dots + \delta p_{z_n}, \quad (3.38)$$

где δp_{z_n} — локальное изменение давления на верхней границе произведения измерения.

В табл. 3.1 приведен пример результатов расчета вклада различных слоев атмосферы в локальное изменение приземного давления за 24 ч на станциях европейской части Советского Союза при различной начальной структуре барического поля на приземной карте погоды.

Таблица 3.1

Средние значения вкладов различных слоев атмосферы в изменение приземного давления (гПа). По П. Н. Белову

Слой, км	δp_0 гПа			
	-10,7	8,8	6,5	-5,8
	Циклоническое поле		Антициклоническое поле	
0—5	-2,8	+6,9	+1,5	-4,7
5—10	-2,3	+1,1	+2,4	-1,9
Выше 10	-5,6	+0,8	+2,6	+0,8

В группы с циклоническим полем включались случаи, когда в течение суток пункт зондирования находился в области депрессии или ложбины, а в группы с антициклоническим полем — в области барического максимума или гребня. При этом использовались данные таких случаев, когда локальное изменение приземного давления было 2 гПа и более.

Данные табл. 3.2 показывают, что дальнейшее развитие барических образований, т. е. углубление депрессий и ложбин и усиление барических максимумов и гребней, происходит в основном за счет изменения массы воздушного столба выше 5—10 км. Наоборот, деградация барических образований, т. е. заполнение депрессий и ложбин и разрушение барических максимумов и гребней, осуществляется в основном за счет изменения массы воздуха в нижнем 5-километровом слое атмосферы. Другими словами, процесс, приводящий к возникновению отклонений приземного давления от среднего по территории, связан с изменениями массы атмосферы

на высотах, превышающих 5—10 км, а процесс, приводящий к выравниванию приземного давления, связан с изменениями массы атмосферы в слое 0—5 км.

Последовательный анализ приземных карт погоды и карт АТ показывает, что большая часть барических образований существует не менее 2—3 сут. Таким образом, экстраполируя их эволюцию (изменение давления в их области) и перемещение, можно составить представление об ожидаемом *локальном изменении* давления на станциях и, следовательно, дать краткосрочный прогноз поля давления. Представление об изменении давления на уровне моря на каждой станции во времени дают данные о барических тенденциях, на основе которых на приземных синоптических картах проводятся линии равных значений тенденций — *изаллобары*.

Изменение давления на станциях (локальное изменение давления), связанное с перемещением барических систем, называют *трансляционным* Δp_t . Изменение давления, связанное с эволюцией барических образований, называют *эволюционным* Δp_e . Таким образом, локальное изменение давления Δp может быть представлено в виде суммы:

$$\Delta p = \Delta p_t + \Delta p_e. \quad (3.39)$$

Для синоптического анализа и прогноза желательно, не прибегая к сложным расчетам, дать оценку трансляционной и эволюционной составляющих локального изменения давления. Это можно сделать, используя сведения об интенсивности изаллобарических очагов, связанных с одним и тем же барическим образованием.

Согласно (3.39), для центров очагов падения (П) и роста (Р) давления можно записать:

$$\Delta p_{\text{п}} = \Delta p_{e, \text{п}} + \Delta p_{t, \text{п}}, \quad \Delta p_{\text{р}} = \Delta p_{e, \text{р}} + \Delta p_{t, \text{р}}. \quad (3.40)$$

Если принять, что эволюционные изменения давления для всех точек барического образования, в том числе и в центрах изаллобарических очагов, одинаковы, т. е. $\Delta p_{e, \text{п}} = \Delta p_{e, \text{р}} = \Delta p_e$, а трансляционные изменения равны по значению, но обратны по знаку, т. е. $\Delta p_{t, \text{п}} = -\Delta p_{t, \text{р}}$, то, складывая уравнения (3.40), получим

$$\Delta p_e = \frac{1}{2} (\Delta p_{\text{п}} + \Delta p_{\text{р}}). \quad (3.41)$$

Формула (3.41) может быть использована, в частности, для расчета эволюционного изменения давления в центре барического образования.

Вычитая из первого уравнения (3.40) второе, получим следующую формулу для расчета трансляционного изменения давления в центрах изаллобарических очагов:

$$|\Delta p_t| = \frac{1}{2} |\Delta p_{\text{п}} - \Delta p_{\text{р}}|, \quad (3.42)$$

причем

$$\Delta p_{т.р} = \frac{1}{2} (\Delta p_p - \Delta p_n), \quad \Delta p_{т.п} = \frac{1}{2} (\Delta p_n - \Delta p_p). \quad (3.43)$$

По знаку эволюционных изменений давления в центральных частях барических образований депрессии (циклоны) и ложбины делятся на углубляющиеся и заполняющиеся, а барические максимумы (антициклоны) и гребни — на усиливающиеся и разрушающиеся.

В зависимости от скорости перемещения различают следующие виды барических образований:

- *стационарные*, со скоростью перемещения менее 5 км/ч,
- *малоподвижные*, со скоростью перемещения 5—10 км/ч,
- *подвижные*, со скоростью перемещения более 10 км/ч.

Только что возникшие барические образования («молодые») обычно являются низкими и подвижными. За сутки такие образования могут переместиться на расстояние до 1000 км, а иногда и более. «Старые» барические образования, как правило, являются высокими и малоподвижными.

Распределение давления в средней и верхней тропосфере более устойчиво во времени, чем в нижней тропосфере и на уровне моря. Об этом можно судить по средней межсуточной изменчивости давления на европейских станциях на разных высотах:

z км	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18
Δp гПа	5,1	4,4	4,3	4,3	4,7	4,1	3,5	2,7	2,5	1,2

Приведенные данные показывают, что абсолютное значение межсуточной изменчивости давления с высотой в общем уменьшается. Исключение составляет слой тропосферы, находящийся вблизи тропопаузы, где создаются особые динамические условия, приводящие к повышению изменчивости давления.

Существенно возрастает с увеличением высоты изобарических поверхностей устойчивость во времени направления изогипс. Так, по данным Ю. Н. Волконского, среднее значение угла поворота изогипсы в фиксированной точке за сутки на картах АТ₈₅₀ примерно в 2 раза больше, чем на картах АТ₃₀₀.

3.3. Географические и сезонные особенности поля давления

При анализе ежедневных карт погоды и карт АТ следует учитывать планетарные, региональные и сезонные особенности поля давления.

Рассмотрим сезонные особенности распределения давления на уровне моря в планетарном масштабе (рис. 3.8 и 3.9). В экваториальной зоне находится пояс пониженного давления. В январе

этот пояс в северном полушарии расположен вдоль экватора, а в июле он несколько смещается к полюсу вследствие такого же смещения полосы наибольшего нагревания подстилающей поверхности.

В северном полушарии на широтах 30—35° находится зона максимальных значений давления. Она распадается на отдельные области, называемые субтропическими антициклонами, центры которых находятся в субтропических широтах океанов. Это азорский антициклон, образующийся в субтропических широтах Атлантического океана, и северотихоокеанский (гавайский) антициклон, находящийся в субтропических широтах Тихого океана.

Зона повышенного давления на широтах 30—35° особенно хорошо выражена над океанами, над которыми она удерживается в течение всего года. Над материками такая зона сохраняется только зимой. Летом вследствие значительного прогревания материков эта зона распадается на отдельные *барические максимумы*, которые сохраняются только над океанами и несколько смещаются к северу по сравнению со своим зимним положением. Центры субтропических антициклонов летом, как и зимой, располагаются у Азорских и Гавайских островов, но северные их периферии распространяются на умеренные широты. Так, гребень (отрог) азорского антициклона распространяется не только на север, но и далеко на восток. Он захватывает не только Южную и Центральную Европу, но и юг европейской части Советского Союза.

Зимой во внетропических широтах на материках, которые в это время года охлаждаются сильнее, чем океаны, образуются области высокого давления. Особенно высокое среднее значение давления зимой отмечается в центральной части Азиатского континента. Так, в январе в Монголии среднее месячное значение давления достигает 1036 гПа, а в отдельные дни оно превышает 1050 гПа. Летом на материках, которые во внетропических широтах прогреваются сильнее, чем океаны, располагаются области пониженного давления.

На северной границе зоны умеренных широт (60—65° с. ш.) во все сезоны находится полоса пониженного давления. Зимой в ее пределах хорошо выражены океанические депрессии в районе Исландии (исландский циклон) и южнее Аляски (алеутский циклон). Летом область пониженного давления около Исландии выражена слабо, а алеутский циклон летом поглощается ложбиной азиатской депрессии.

В южном полушарии на широтах 30—35°, так же как и в северном, находится зона повышенного давления. Это три океанических субтропических антициклона: южноатлантический, южнотихоокеанский и южноиндийский. Южнее зоны повышенного давления располагается предантарктическая зона пониженного давления.

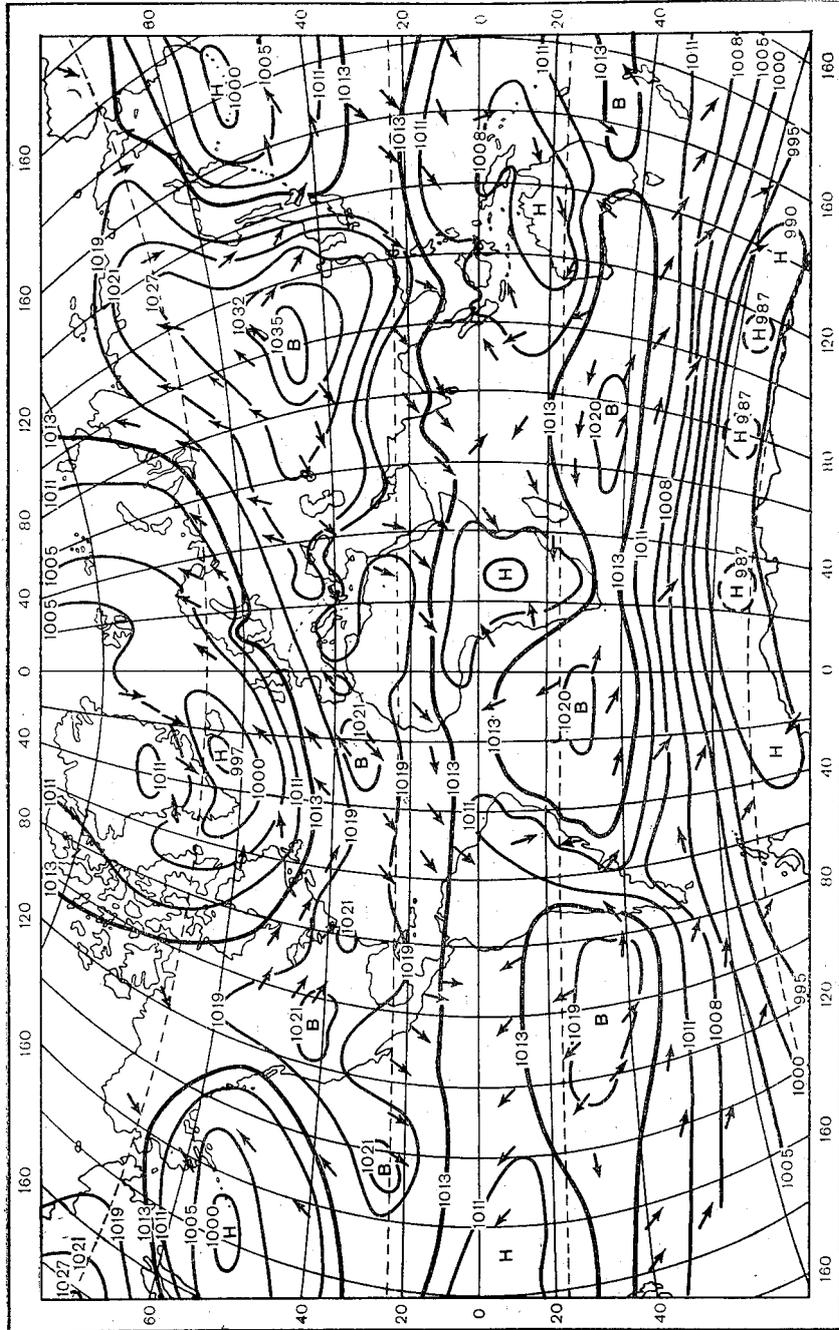


Рис. 3.8. Поле давления и система воздушных течений на уровне моря в январе.

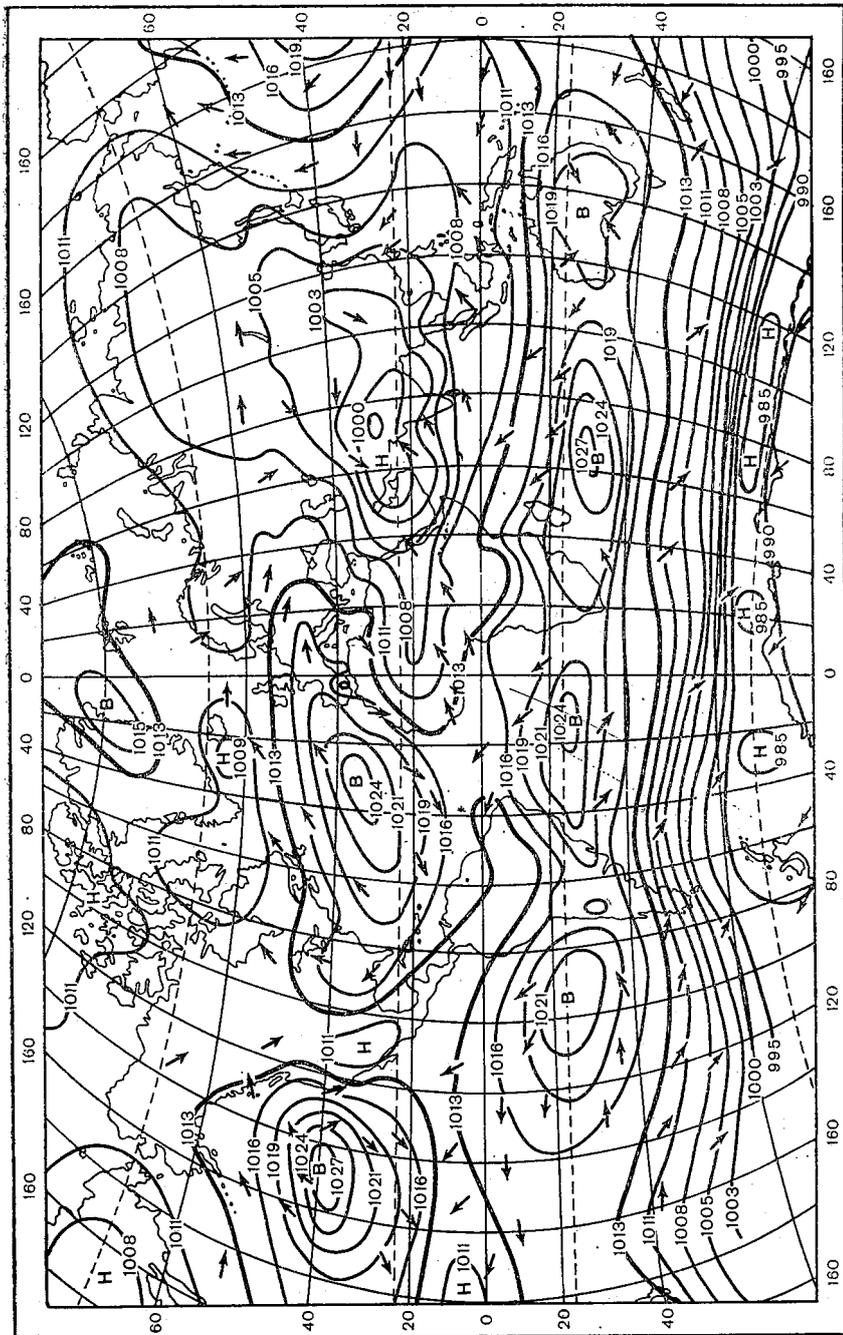


Рис. 3.9. Поле давления и система воздушных течений на уровне моря в июле.

В полярных областях обоих полушарий в нижней тропосфере преобладает повышенное атмосферное давление.

С высотой, как уже указывалось, поле давления становится более гладким, что наглядно видно при сопоставлении распре-

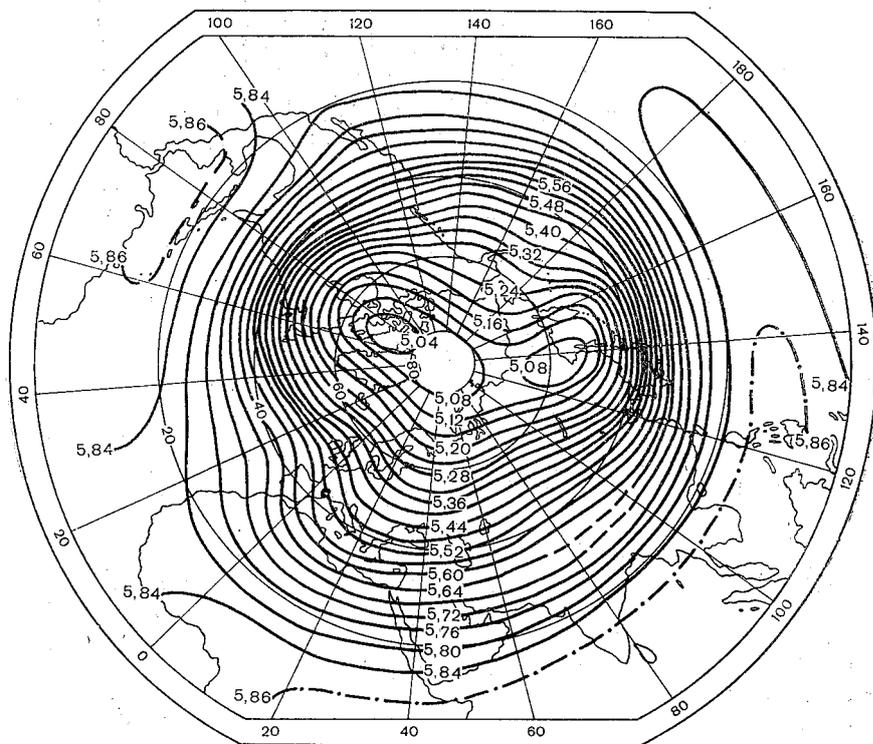


Рис. 3.10. Средняя карта AT_{500} за январь.

ления среднего многолетнего давления на уровне моря (см. рис. 3.8 и 3.9) и средних месячных карт AT_{500} (рис. 3.10 и 3.11). Вместо замкнутых областей высокого и низкого давления на уровне моря в умеренных широтах можно видеть лишь волнообразные изгибы изогипс.

Рассмотренные особенности климатического поля давления являются макромасштабным фоном, на котором развиваются погодообразующие атмосферные процессы со своими индивидуальными структурами барического поля. Индивидуальные поля давления могут существенно отличаться от средних многолетних как по расположению и интенсивности барических систем, так и по значению горизонтальных градиентов давления, которые нередко достигают

5—10 гПа на 100 км, значительно превосходя средние многолетние величины.

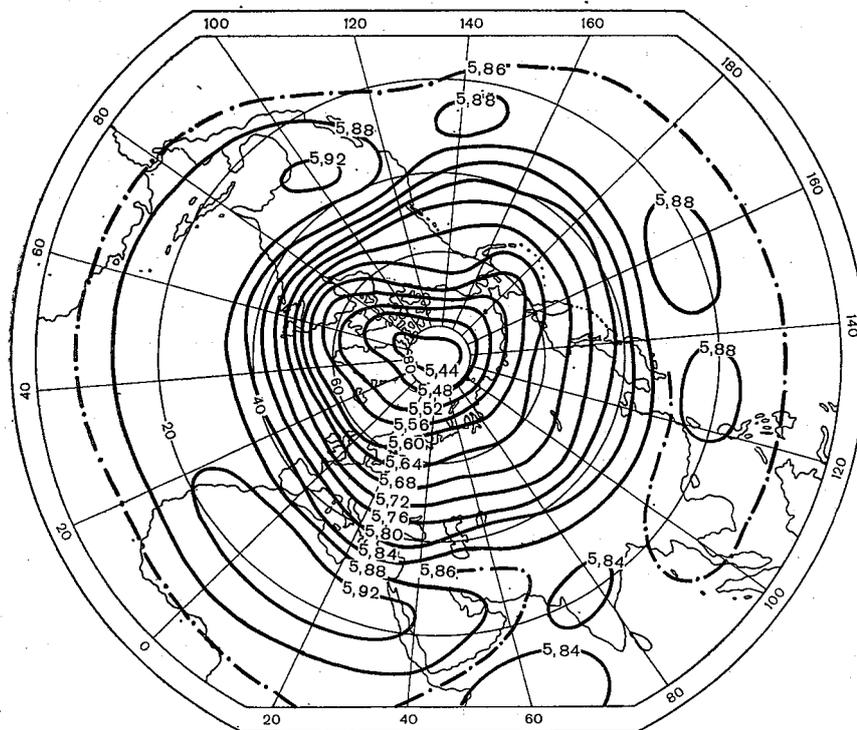


Рис. 3.11. Средняя карта AT_{500} за июль.

ГЛАВА 4. ПОЛЕ ВЕТРА

4.1. Особенности анализа поля ветра

Синоптический анализ поля ветра производится с помощью приземных карт погоды, карт АТ, вертикальных разрезов, аэрологических диаграмм, поскольку на все эти графические формы представления метеорологической информации наносятся данные наблюдений за скоростью и направлением ветра. Сам анализ поля ветра значительно сложнее, чем анализ поля давления, по двум причинам.

Во-первых, ветер представляет собой векторную величину. Поэтому приходится анализировать скорость ветра и его направление отдельно. В одних случаях строят карты изотох (линий равных значений скорости ветра), примером которых являются карты максимального ветра, и значительно реже карты изогон (линий равных направлений ветра). В других случаях анализируются отдельно составляющие вектора ветра. Поскольку под ветром в метеорологии понимается горизонтальное движение воздуха, то в прямоугольной системе координат, рассматриваются отдельно составляющие по оси $OX(u)$ и по оси $OY(v)$. Чаще всего ось OX направляют по кругу широты с запада на восток, а ось OY — по меридиану с юга на север, и тогда u представляет собой зональную, а v — меридиональную составляющую вектора ветра.

Во-вторых, структура поля ветра существенно более, чем, например, поля давления, мелкомасштабна, особенно в приземном слое, где влияние неоднородности подстилающей поверхности особенно велико. Это обстоятельство затрудняет выделение в поле ветра структурных особенностей синоптического масштаба. С целью устранения этого недостатка следует проводить сглаживание, которое, кроме ликвидации мелкомасштабных возмущений, уменьшает влияние случайных ошибок измерений. Частично такое сглаживание производится при выполнении и обработке результатов измерений. Так, при выполнении наблюдений за ветром у земной поверхности производится осреднение по времени, а при вертикальном ветровом зондировании — по высоте (слоям). Однако, как показывает опыт, для выделения систем ветров синоптического масштаба этого оказывается чаще всего недостаточно. Поэтому применяют сглаживание на основе согласования результатов анализа свободного от мелкомасштабных возмущений поля давления и поля ветра, для чего используют различные модели связи этих полей.

Физической основой построения моделей служит представление о том, что градиент давления является единственной силой, действующей на объем воздуха и способной вызвать его горизонтальное движение. Все остальные силы, поверхностные и массовые, возникают после начала движения воздуха и в состоянии только изменить его характер.

Расчеты по моделям связи между полями давления и ветра широко используются, кроме того, для пополнения недостающей фактической информации о ветре.

4.2. Модели связей полей давления и ветра

На единичный объем воздуха, имеющего массу ρ , действуют сила барического градиента \mathbf{G} , отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) \mathbf{A} , результирующая всех напряжений трения \mathbf{R} и сила тяжести \mathbf{II} . По второму закону Ньютона произведение

массы тела ρ на ускорение его движения dV/dt равно сумме действующих на это тело сил:

$$\rho \frac{dV}{dt} = G + A + \Pi + R. \quad (4.1)$$

Уравнение (4.1) представляет собой уравнение движения в векторной форме.

Запишем (4.1) в проекциях на оси прямоугольной системы координат, построенной таким образом, чтобы плоскость XOY была горизонтальной, а ось OZ была направлена вертикально вверх:

$$\begin{aligned} \rho \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y \omega) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + \rho k) \frac{\partial u}{\partial z}; \\ \rho \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial y} + 2\rho(\omega_x \omega - \omega_z u) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + \rho k) \frac{\partial v}{\partial z}; \\ \rho \frac{d\omega}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u + \omega_z v) - g\rho + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + \rho k) \frac{\partial \omega}{\partial z}, \end{aligned} \quad (4.2)$$

где u , v , ω — проекции V на оси координат, соответственно OX , OY и OZ ; ω_x , ω_y и ω_z — проекции угловой скорости вращения Земли на соответствующие оси координат; η — динамический коэффициент вязкости; k — коэффициент турбулентности.

В первых двух уравнениях системы (4.2) члены, содержащие вертикальные скорости, существенно меньше остальных и поэтому могут быть опущены. Кроме того, следует учесть, что $\eta \ll \rho k$. В третьем уравнении движения порядок первого и третьего членов правой части, как правило, значительно больше остальных членов, так что после упрощения оно превращается в уравнение статики. Однако в некоторых случаях, при интенсивных конвективных движениях, когда вертикальные ускорения велики, значение члена, стоящего в левой части третьего уравнения, может стать соизмеримым с вертикальной составляющей барического градиента и силой тяжести. При рассмотрении моделей связи полей давления и ветра такие случаи нарушения статического равновесия в атмосфере рассматриваться не будут.

Теперь, сделав указанные упрощения и разделив правую и левую часть каждого уравнения системы (4.2) на ρ , получим:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega_z v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}; \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega_z u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}; \\ \partial p / \partial z &= -\rho g. \end{aligned} \quad (4.3)$$

В левых частях первых двух уравнений системы (4.3) стоят индивидуальные производные от проекций скорости ветра по времени, которые записываются в следующем виде:

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}.\end{aligned}\quad (4.4)$$

Важно отметить, что члены $u \frac{\partial u}{\partial x}$, $v \frac{\partial u}{\partial y}$, $u \frac{\partial v}{\partial x}$ и $v \frac{\partial v}{\partial y}$ являются проекциями инерционной силы на оси OX и OY .

Применительно к тому случаю движения, который в дальнейшем будет рассматриваться, это будут проекции центробежной силы.

Простейшую модель связи полей давления и ветра получим, если представить, что движение воздуха происходит без ускорения, без влияния на движение силы трения и центробежной (инерционной) силы. Отсутствие центробежной силы показывает, что движение происходит в прямолинейных равноотстоящих изобарах (изогипсах). Такое установившееся горизонтальное движение воздуха в прямолинейных и равноотстоящих изобарах при отсутствии силы трения называют *геострофическим ветром*, а скорость движения воздуха — *скоростью геострофического ветра*. Тогда первые два уравнения системы (4.3) будут иметь следующий вид:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega_z v_g = 0; \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega_z u_g = 0, \quad (4.5)$$

где u_g и v_g — составляющие скорости геострофического ветра. Обозначая $2\omega_z = 2\omega \sin \varphi = l$, можно записать такие формулы для расчета скорости геострофического ветра:

$$u_g = -\frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.6)$$

или

$$V_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (4.7)$$

где n — нормаль к изобаре.

При расчете геострофического ветра по картам АТ используются следующие формулы:

$$u_g = -\frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial y}; \quad v_g = \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (4.8)$$

или

$$V_g = \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial n}, \quad (4.9)$$

где H в гп. м.

Уравнения (4.5) и вытекающие из них формулы (4.6)—(4.9) для расчета скорости геострофического ветра часто называют геострофическими соотношениями. Взаимное расположение действующих сил в случае геострофического ветра показано на рис. 4.1.

Если направить ось Ox вдоль изобары (изогипсы), а ось Oy — в сторону низкого давления, то $\partial p/\partial x = 0$ ($\partial H/\partial x = 0$) и $v_g = 0$, $\partial p/\partial y < 0$ ($\partial H/\partial y < 0$) и $u_g > 0$. Таким образом, геострофический

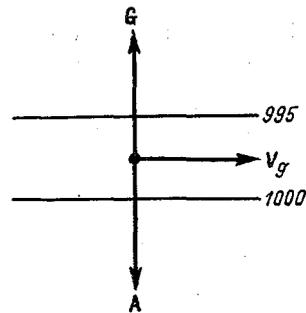


Рис. 4.1. Действующие силы при геострофическом ветре. Северное полушарие.

ветер направлен вдоль изобар (изогипс) так, что низкое давление остается слева. Это правило носит название барического закона ветра.

Скорость геострофического ветра пропорциональна горизонтальному градиенту давления, который, в свою очередь, пропорционален углу наклона изобарической поверхности β к горизонтальной поверхности. Поэтому существует связь между наклоном изобарической поверхности и скоростью геострофического ветра. Обратимся к рис. 2.7, на котором ось Ox направлена по нормали к изобаре в сторону высоких значений давления. Тогда

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{dz}{dx} = \frac{\partial p}{\partial x} : \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (4.10)$$

Заменим в (4.10) $\partial p/\partial z = -\rho g$. Тогда получим, что

$$\operatorname{tg} \beta = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (4.11)$$

Из (4.6) следует, что

$$\partial p/\partial x = l \rho v_g. \quad (4.12)$$

Тогда, подставляя (4.12) в (4.11), получим

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{l}{g} v_g. \quad (4.13)$$

Для определения скорости геострофического ветра по приземным картам погоды и картам АТ используются номограммы

с входными параметрами: широта места φ и расстояние между соседними изобарами (изогипсами). Такие номограммы называются *градиентными линейками*. Они строятся с учетом масштаба карты.

Скорость геострофического ветра в свободной атмосфере, в среднем близка к скорости действительного ветра (табл. 4.1). Различия редко превышают 10—15 %.

Таблица 4.1

Средние скорости действительного V_{ϕ} и геострофического V_g ветра над некоторыми пунктами Советского Союза на различных изобарических поверхностях (км/ч). По А. П. Кухто

Станция	Изобарическая поверхность, гПа	Февраль 1954 г.		Июль 1953 г.	
		V_{ϕ}	V_g	V_{ϕ}	V_g
Брест	850	38,2	38,6	34,1	31,2
	700	38,8	36,9	42,5	37,1
	500	59,2	60,1	60,7	55,5
Москва	850	40,0	38,6	39,6	41,1
	700	53,6	50,5	50,0	44,6
	500	60,8	64,0	50,0	57,0

Примерно такие же результаты дает сравнение среднего направления действительного ветра в свободной атмосфере с направлением геострофического ветра. Слагающая действительного ветра, направленная по нормали к изогипсам, составляет не более 10—15 % от значения скорости ветра. Однако в конкретных ситуациях отклонения геострофического ветра от действительного как по скорости, так и по направлению могут быть значительно больше средних. Так, по направлению отклонения могут достигать десятков градусов, причем наибольшие отклонения в сторону низкого давления отмечаются в области сходящихся изогипс, а в сторону высокого давления — в области расходящихся изогипс. Это происходит потому, что при движении частицы в поле сходящихся или расходящихся изогипс нарушается баланс сил, действующих на нее (рис. 4.2).

При сходящихся изогипсах воздушная частица, перемещаясь вдоль потока, попадает в область больших горизонтальных градиентов геопотенциала, еще сохраняя свою скорость, которая была в предыдущем положении. Следовательно, сохранилась сила Кориолиса, а горизонтальный градиент геопотенциала уже стал больше. Таким образом, появляется равнодействующая сила, направленная в сторону низкого значения геопотенциала, что приводит к повороту вектора скорости в сторону низкого давления. Такое отклонение ветра от геострофического приводит к нарастанию

скорости воздушной частицы, так как это отклонение совпадает с направлением действующей силы. Аналогичный процесс происходит при движении воздушной частицы в области расходящихся изогипс, когда вектор скорости поворачивает в сторону высокого давления. При этом, поскольку движение будет сопровождаться затратой энергии, скорость движения воздушной частицы будет уменьшаться.

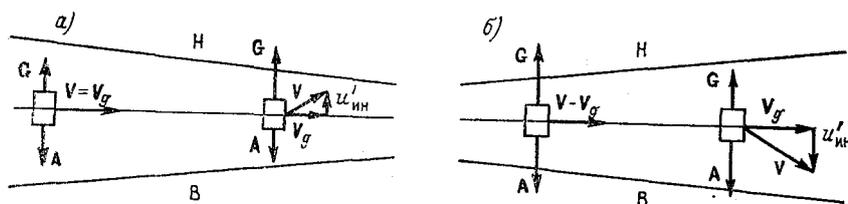


Рис. 4.2. Силы, действующие на воздушную частицу при сходимости (а) и расходимости (б) изогипс. Северное полушарие.

Отклонения ветра от геострофического могут быть связаны не только с особенностями пространственной структуры поля давления, но и с его изменением во времени.

Возьмем уравнения движения (4.3), опустив в них члены, описывающие влияние на движение силы трения:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lv; \quad \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lu. \quad (4.14)$$

Представим составляющие отклонения ветра u' и v' от геострофического как разность между действительным и геострофическим ветром, т. е.

$$u' = u - u_g; \quad v' = v - v_g, \quad (4.15)$$

где u и v — составляющие действительного ветра; u_g и v_g — составляющие геострофического ветра.

Учитывая геострофические соотношения (4.5), после подстановки в (4.14) вместо u и v их значений из (4.15) получим:

$$u' = -\frac{1}{l} \frac{dv}{dt}; \quad v' = \frac{1}{l} \frac{du}{dt}. \quad (4.16)$$

Из (4.16) следует, что отклонение ветра от геострофического выше пограничного слоя связано с возникающими по разным причинам ускорениями воздушных частиц. Для выяснения этих причин, считая движение горизонтальным, представим (4.16) в следующем виде:

$$u' = -\frac{1}{l} \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right); \quad (4.17)$$

$$v' = \frac{1}{l} \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right).$$

Подставив в (4.17) вместо u и v их значение из (4.15), получим:

$$\begin{aligned} u' &= -\frac{1}{l} \left[\left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + \frac{\partial v'}{\partial t} \right) + (u_g + u') \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial x} \right) + \right. \\ &\quad \left. + (v_g + v') \left(\frac{\partial v_g}{\partial y} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) \right]; \\ v' &= \frac{1}{l} \left[\left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + \frac{\partial u'}{\partial t} \right) + (u_g + u') \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial x} \right) + \right. \\ &\quad \left. + (v_g + v') \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right]. \end{aligned} \quad (4.18)$$

Пренебрежем в (4.18) малыми членами с u' и v' , после чего будем иметь следующие соотношения:

$$\begin{aligned} u' &= -\frac{1}{l} \left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} \right); \\ v' &= \frac{1}{l} \left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (4.19)$$

Используя геострофические соотношения (4.8), представим (4.19) в следующем виде:

$$\begin{aligned} u' &= -\frac{9,8}{l^2} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} + \frac{9,8^2}{l^3} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} \right); \\ v' &= -\frac{9,8}{l^2} \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} + \frac{9,8^2}{l^3} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right). \end{aligned} \quad (4.20)$$

Первые слагаемые правых частей уравнения (4.20) описывают отклонения ветра от геострофического за счет изменения поля давления во времени. Выражаются эти отклонения через составляющие градиента изаллогипс, который является аналогом изаллобарического градиента на приземных картах погоды. Запишем эти составляющие в таком виде:

$$u'_{\text{изал}} = -\frac{9,8}{l^2} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial t}; \quad v'_{\text{изал}} = -\frac{9,8}{l^2} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (4.21)$$

Направляя ось Ox по изаллогипсе, т. е. по линии одинаковых изменений геопотенциала во времени, получим, что

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} = 0 \quad \text{и} \quad u'_{\text{изал}} = 0.$$

Тогда

$$v'_{\text{изал}} = -\frac{9,8}{l^2} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (4.22)$$

Таким образом, отклонение ветра от геострофического, обусловленное изменением поля давления во времени, пропорционально значению изаллобарического градиента и направлено по этому градиенту. Поэтому $u'_{\text{изал}}$ и $v'_{\text{изал}}$ называют составляющими изаллобарического ветра.

Вторые слагаемые в правах частях (4.20) описывают уже рассмотренные выше отклонения ветра от геострофического, обусловленные структурой поля давления. Их принято называть инерционными отклонениями (см. рис. 4.2). Рассмотрим рис. 4.2а, где изображены сходящиеся изогипсы. Направляя ось OX по нормали к изогипсе в сторону высоких значений геопотенциала, а ось OY по касательной при $l > 0$ (северное полушарие), получим, что $dN/du = 0$, $dN/dx > 0$, $d^2N/dx du > 0$; $d^2N/dx^2 = d^2N/du^2 = 0$. (4.23)

Тогда $u'_{ин} < 0$ и $v'_{ин} = 0$, т. е. инерционное отклонение ветра от геострофического при сходящихся изогипсах будет направлено по градиенту геопотенциала (в сторону низкого давления).

В случае расходящихся изогипс (рис. 4.2б) при том же положении осей координат изменится на обратный только знак при производной $d^2N/dx du$. Тогда получим, что $u'_{ин} > 0$, $v'_{ин} = 0$, т. е. инерционное отклонение ветра от геострофического при расходящихся изогипсах направлено в сторону высокого давления.

Инерционные отклонения возникают также при наличии кривизны изогипс, при изменении густоты изогипс поперек основного воздушного потока.

Расчеты отклонений ветра от геострофического (агеострофических составляющих) используются в некоторых численных схемах прогноза поля давления. В синоптической практике учет таких отклонений производится на основе качественных соображений. Различие в значениях модуля скорости действительного и геострофического ветра в некоторых случаях может составлять 20—30 %. Так, при сильных ветрах в верхней тропосфере (более 30 м/с) различие между скоростью геострофического и действительного ветра в одном случае из пяти превышает 30 % от скорости действительного ветра. Большие отклонения результатов расчетов по геострофической модели от скорости действительного ветра отмечаются при значительной кривизне изогипс. При этом чаще всего геострофическая модель дает завышенные результаты при циклонической кривизне изогипс и заниженные — при антициклонической. При хорошо выраженной кривизне изогипс вероятность крупных различий между действительным и восстановленным по полю давления ветром может быть уменьшена, если применить градиентную модель связи полей давления и ветра.

Градиентная модель строится в предположении, что на воздушную частицу, которая движется с постоянной скоростью без трения по криволинейной траектории, совпадающей с изогипсой (изобарой), кроме силы барического градиента и силы Кориолиса, действует центробежная сила. Такое установившееся горизонтальное движение при отсутствии трения называется *градиентным ветром*. Иногда используется термин «геоциклострофический ветер».

Таким образом, при градиентном ветре существует равновесие между силами барического градиента, Кориолиса и центробежной:

$$G + A + C = 0, \quad (4.24)$$

где G — сила барического градиента (горизонтального градиента давления), A — сила Кориолиса, C — центробежная сила.

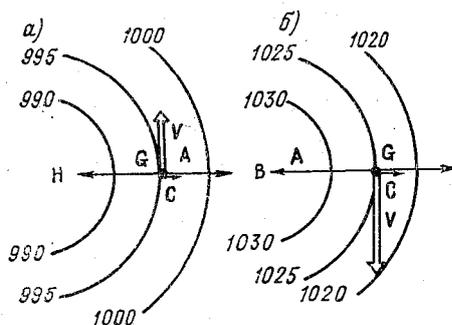


Рис. 4.3. Действующие силы при градиентном ветре в циклоне (а) и в антициклоне (б).

Для депрессии (циклона) с круговыми изобарами (изогипсами) барический градиент направлен от периферии к центру (рис. 4.3). Уравнение (4.24) записывается в виде

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = lV_{gr} + \frac{V_{gr}^2}{r}, \quad (4.25)$$

где V_{gr} — модуль скорости градиентного ветра в циклоне. Решение квадратного уравнения (4.25) имеет следующий вид:

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} \pm \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (4.26)$$

Знак перед корнем выберем из условия, что

$$V_{gr} = 0 \quad \text{при} \quad \frac{\partial p}{\partial r} = 0.$$

Тогда в циклоне

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (4.27)$$

Сравнение (4.25) с (4.7) показывает, что при равной густоте изобар (изогипс) скорость градиентного ветра в циклоне меньше, чем скорость геострофического ветра.

В барическом максимуме (антициклоне) сумма барического градиента и центробежной силы уравнивается силой Кориолиса. Поэтому

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V_{gr}^2}{r} = lV_{gr}, \quad (4.28)$$

откуда

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} \pm \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (4.29)$$

Знак перед корнем в (4.29) выбирается из условия, что $V_{gr} = 0$ при $\partial p / \partial r = 0$. Тогда в антициклоне

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (4.30)$$

Сравнение (4.28) с (4.7) показывает, что при одинаковой густоте изобар (изогипс) градиентный ветер в антициклоне больше геострофического.

Таким образом, при равенстве барических градиентов геострофический ветер больше градиентного при циклонической кривизне изобар (изогипс) и меньше градиентного при антициклонической их кривизне. Этот вывод согласуется с ранее упоминавшимся эмпирическим фактом, что расчеты геострофического ветра в циклонах и ложбинах в свободной атмосфере чаще всего дают завышенные по сравнению с действительным ветром результаты, а в антициклонах и гребнях — заниженные.

Как видно из структуры формулы (4.27), при циклонической кривизне изобар (изогипс) барический градиент может принимать любые, сколь угодно большие значения, чего нельзя сказать о нем при антициклонической кривизне, поскольку при больших значениях модуля барического градиента подкоренное выражение в (4.30) становится мнимым (при антициклонической кривизне $\partial p / \partial r < 0$). Это означает, что при

$$\left| \frac{\partial p}{\partial r} \right| > \frac{1}{4} l^2 \rho r \quad (4.31)$$

движение не может быть установившимся.

Максимальная скорость градиентного ветра при антициклонической кривизне изобар (изогипс) достигается при

$$-\frac{\partial p}{\partial r} = \frac{1}{4} l^2 \rho r \quad (4.32)$$

и равна $lr/2$.

Указанное ограничение объясняет известный из наблюдений факт, что в антициклонах и гребнях скорости действительного ветра, как правило, меньше, чем в циклонах и ложбинах.

Уравнения (4.27) и (4.31) справедливы для круговых изобар (изогипс). Однако поправки, связанные с изменением радиуса кривизны вдоль изобар (изогипс), невелики, и поэтому формулы (4.27) и (4.31) применяют при любом антициклоническом или циклоническом искривлении изобар (изогипс).

При криволинейных изогипсах градиентный ветер в свободной атмосфере дает лучшее приближение к действительному, чем геострофический. Так, например, при циклонической кривизне изогипс с радиусами более 1000 км скорость градиентного ветра на изобарической поверхности 300 гПа отличается от скорости действительного ветра не более чем на 20 % в 77 % случаев, а скорость геострофического ветра — только в 66 % случаев. При антициклонической кривизне изогипс на этой же изобарической поверхности отличие действительной и градиентной скоростей менее чем на 20 % отмечается в 70—72 % случаев.

Наиболее значительные по абсолютному значению отклонения скорости градиентного ветра от действительного характерны для воздушных потоков больших скоростей в верхней тропосфере и нижней стратосфере — струйных течений. Не дает удовлетворительных результатов применение геострофической и градиентной моделей при расчетах в областях быстроперемещающихся барических образований, так как в этом случае траектории воздушных частиц очень отличаются от линий тока (изогипс), что не соответствует исходным положениям моделей.

Геострофическая и градиентная модели несмотря на то, что они приближенно описывают поля реального ветра, дают обычно точность, достаточную для синоптического анализа процессов в свободной атмосфере. Поэтому они широко используются для получения дополнительной информации о поле ветра на высотах, при согласовании полей давления и ветра в целях, например, фильтрации волн, не имеющих погодообразующего значения и т. п.

Для пограничного слоя атмосферы, где характер поля ветра определяется совместным действием силы барического градиента, силы Кориолиса, центробежной силы, силы трения, а также для приземного слоя, где решающую роль играет турбулентное трение, разработаны многочисленные модели, описывающие влияние на поле ветра всех этих факторов.

Для практического применения указанных моделей нужна специальная метеорологическая информация, в частности результаты градиентных наблюдений, которыми синоптик, как правило, не располагает. Поэтому применяется геострофическая или градиентная модель связи полей давления и ветра с поправками, полученными статистическим путем с использованием архивных материалов сравнения рассчитанных по моделям скоростей ветра со скоростями действительного ветра в пределах приземного и пограничного слоев атмосферы.

Скорость действительного ветра на высоте флюгера может быть приближенно оценена по формуле

$$V = kV_g, \quad (4.33)$$

где k — весовой коэффициент, равный в среднем для суши 0,55 и для моря 0,70. Значение k в каждом конкретном случае может существенно отличаться от средней величины и зависит от суточной хода температуры, температурной стратификации, влажности, рельефа, местных циркуляционных особенностей и т. д.

Влияние трения в приземном слое сказывается и в том, что ветер отклоняется от касательной к изобаре в среднем на 35—45° над сушей и на 15° над морем. При проведении изобар и изогипс на синоптических картах следует учитывать направление и скорость ветра на станциях. При этом, как правило, изогипсы должны быть касательными к векторам ветра, а изобары составлять с векторами ветра углы, средние значения которых указаны выше. Иногда в приземном слое ветер может быть значительно больше или меньше, чем рассчитанный по формулам (4.6)—(4.9), а направление ветра может отклоняться от изобары на угол, существенно отличный от его среднего значения. Это обычно связано с особенностями рельефа и турбулентного обмена. Так, например, при инверсионной стратификации $V = (0,1 \dots 0,2)V_g$, а направление ветра может составлять с изобарой угол, близкий к 90°. В общем наибольшие отклонения ветра от изобары наблюдаются при слабых ветрах. Наоборот, при сильно развитой турбулентности в пограничном слое ветер на уровне флюгера по скорости близок к геострофическому и иногда превышает его, а направление действительного ветра составляет с изобарой угол меньше среднего.

В свободной атмосфере вектор действительного ветра иногда не параллелен изогипсам. Чаще всего это является результатом ошибок измерений, обработки или наноски данных, но бывает связано и с нестационарностью атмосферных процессов в период резкой перестройки барического поля, а также со значительной пространственной неоднородностью этого поля.

Изобары и изогипсы следует проводить гуще там, где сильнее ветер. Данные о действительном ветре следует использовать для уточнения положения центров циклонов и антициклонов, вблизи которых должна наблюдаться минимальная скорость ветра или штиль.

4.3. Некоторые характеристики поля ветра

Важной характеристикой поля ветра является *линия тока*. Так называется линия, в каждой точке которой вектор скорости направлен по касательной к ней. Естественно (по определению), что векторы геострофического и градиентного ветра совпадают

с изобарами (изогипсами), т. е. последние являются линиями тока. Линии тока действительного ветра в связи с агеострофичностью атмосферных движений, особенно значительной в пограничном слое, пересекают изобары (изогипсы).

При проведении линий тока учитывается скорость ветра путем их уплотнения там, где модуль скорости ветра больше, и разрежения там, где модуль скорости ветра меньше.

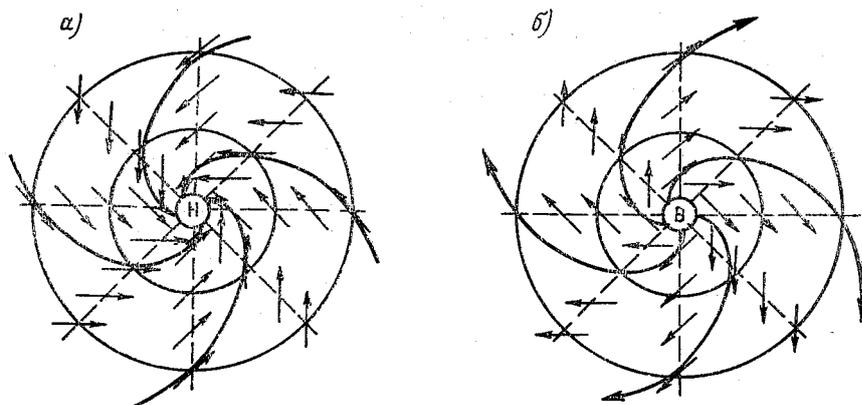


Рис. 4.4. Линии тока в циклоне (а) и в антициклоне (б) на приземной карте погоды.

Линии тока дают характеристику мгновенного поля скоростей движущейся среды, т. е. такое поле скоростей, которое можно наблюдать в данный момент. На рис. 4.4 показаны линии тока в циклоне и антициклоне у поверхности Земли в северном полушарии. Хорошо видно, что в каждый момент времени движение воздуха в слое приземного трения в циклоне происходит от периферии к центру по спиральным линиям тока в направлении против часовой стрелки, а в антициклоне — от центра к периферии в направлении по часовой стрелке. При этом центр циклона является точкой сходимости линий тока, а центр антициклона — точкой их расходимости. Ось ложбины является линией сходимости линий тока, а ось гребня — линией расходимости линий тока (рис. 4.5). В свободной атмосфере ветер близок к градиентному, и направление линий тока мало отличается от направления изогипс.

При анализе синоптических процессов в умеренных широтах редко строят карты линий тока, поскольку состояние атмосферной циркуляции можно достаточно надежно оценить по полю давления, представленному на приземных картах погоды и картах АТ. Но в тропической зоне, где барическое поле малоградиентно, особенности циркуляции атмосферы могут быть установлены только при помощи карт линий тока.

Линия тока не всегда является траекторией движения воздушных частиц, т. е. линией, по которой происходит движение одной и той же частицы воздуха. Траектории совпадают с линиями тока

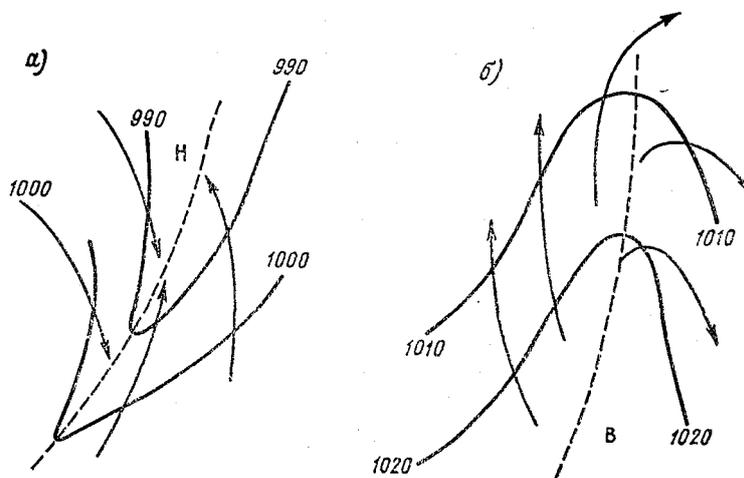


Рис. 4.5. Линии тока в ложбине (а) и в гребне (б) на приземной карте погоды.

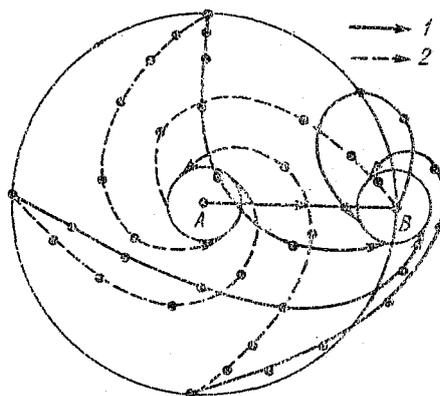


Рис. 4.6. Траектории воздушных частиц в перемещающемся (1) и неподвижном (2) циклоне у поверхности Земли.

только тогда, когда барическое поле со временем не меняется, т. е. тогда, когда барические образования не изменяют свою конфигурацию и не перемещаются. Если барическое образование перемещается, не претерпевая эволюции, то каждая частица воздуха участвует в движении в системе барического образования и в переносном движении вместе с барическим образованием. Тогда траектории воздушных частиц будут существенно отличаться от линий тока (рис. 4.6). На этом рисунке А — положение центра

циклона в исходный момент, B — положение центра циклона в последующий момент.

В том случае, если перемещение барического образования сопровождается его эволюцией и вертикальными движениями, траектории движения воздушных частиц будут еще более сложными.

При разработке краткосрочных прогнозов погоды, проведении научных исследований, при разборе неудачных прогнозов приходится строить траектории движения воздушных частиц. При этом под воздушной частицей понимается значительный объем воздуха с присущими ему значениями метеорологических величин и погодными явлениями.

Построение траекторий при синоптическом анализе позволяет определить, откуда переместилась воздушная частица в данную точку за промежуток времени Δt , а также куда переместится воздушная частица, в исходный момент находившаяся в данной точке, за промежуток времени Δt (диагностические траектории).

Построение траекторий при разработке прогноза погоды (прогностических траекторий) позволяет найти положение воздушной частицы, которая через промежуток времени Δt появится в данном месте, а также определить, куда за интервал времени Δt переместится воздушная частица, которая в исходный момент времени находится в данном месте. Траектории строятся по полю давления на приземных картах погоды и по картам АТ.

Если за промежуток времени Δt , на который строится траектория, в распоряжении синоптика имеется несколько промежуточных комплектов приземных карт погоды и карт АТ, то траектории строятся шагами по времени. При этом желательно использовать данные о действительном ветре, если их количество достаточно для проведения линий тока, которые считаются совпадающими с траекториями. В противном случае используются данные о геострофическом ветре. При значительной кривизне изогипс (изобар) ($r \leq 500$ км) и медленном перемещении барических образований (скорость перемещения менее 40 км/ч) в расчеты геострофического ветра вводятся поправки¹ или рассчитывается скорость градиентного ветра.

Графический способ построения траекторий может быть реализован в расчетном варианте с применением ЭВМ. Исходными для расчетов являются поля геопотенциала главных изобарических поверхностей (фактические или прогностические) от 1000 гПа и выше за несколько сроков с интервалом 6 ч представленные в виде значений в узлах регулярной сетки. Выполняется расчет координат начала траекторий выбранных воздушных частиц. При прогнозе расчетная схема Гидрометцентра СССР дает траектории за 12, 24 и 36 ч.

¹ Подробнее об этом, как и в целом о технологии построения траекторий, см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометиздат 1986.

Данные о скорости ветра, представленные на приземных картах погоды и картах АТ, дают представление о мгновенных значениях скоростей в конкретных точках пространства. Каждое такое распределение вызывает целый ряд циркуляционных эффектов, которые описываются различными характеристиками поля скоростей. Такими характеристиками являются дивергенция вектора скорости, вихрь и циркуляция скорости.

Дивергенция вектора скорости $\operatorname{div} \mathbf{V}$ есть скалярная величина, связанная со скоростью соотношением

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z. \quad (4.34)$$

Для горизонтального движения уравнение (4.34) приобретает следующий вид:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y. \quad (4.35)$$

С дивергенцией связано накопление или убывание массы в данной точке пространства.

При синоптическом анализе часто удобнее выражать дивергенцию скорости через модуль скорости ветра и его направление. Если V — скорость ветра, а β — направление ветра, то для составляющих скорости ветра имеем

$$u = V \cos \beta; \quad v = V \sin \beta, \quad (4.36)$$

где β отсчитывается от оси OX .

Дифференцируя первое уравнение (4.36) по x , а второе — по y , получим

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial x} \cos \beta - V \sin \beta \frac{\partial \beta}{\partial x}; \quad \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial V}{\partial y} \sin \beta + V \cos \beta \frac{\partial \beta}{\partial y}. \quad (4.37)$$

Если направить ось OX по касательной к линии тока, присвоив ей символ s , а ось OY — по нормали к ней и влево, присвоив ей символ n , то равенства (4.37) приобретут следующий вид:

$$\partial u / \partial x = \partial V / \partial s; \quad \partial v / \partial y = V \frac{\partial \beta}{\partial n}. \quad (4.38)$$

Тогда (4.35) можно записать следующим образом:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = \partial V / \partial s + V \partial \beta / \partial n. \quad (4.39)$$

Первый член правой части в (4.39) представляет собой изменение модуля скорости ветра в направлении воздушного потока. Вторым членом правой части описывается дивергенция линий тока. Если линии тока параллельны, но $\partial V / \partial s \neq 0$, как на рис. 4.7 а, б, то $\operatorname{div} \mathbf{V} \neq 0$. Однако при дивергирующих изогипсах (сходящихся или расходящихся), как на рис. 4.7 в, г, может быть $\operatorname{div} \mathbf{V} = 0$, если $\partial V / \partial s = -V \partial \beta / \partial n$. Это означает, что в данном случае поле ветра бездивергентно и возрастание скорости ветра вдоль по-

поток компенсируется сходимостью линий тока, а ее убывание — расходимостью линий тока.

При геострофическом ветре $\text{div } \mathbf{V}_g = 0$. Действительно, используя геострофические соотношения, например (4.8), и пренебрегая изменениями параметра l с широтой, получим, что

$$\text{div } \mathbf{V}_g = \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = -\frac{9,8}{l} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} + \frac{9,8}{l} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} = 0.$$

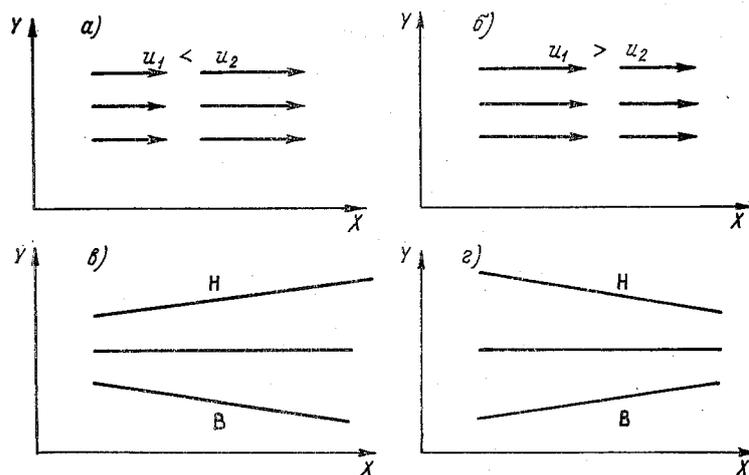


Рис. 4.7. Дивергенция модуля скорости ветра (а, б) и дивергенция линий тока (в, г).

а, в — положительная дивергенция; б, г — отрицательная дивергенция.

Обычно принято отрицательную дивергенцию называть конвергенцией, оставляя за термином «дивергенция» смысл положительной дивергенции.

Дивергенция воздушных течений синоптического масштаба — величина малая. Порядок ее значения не превышает 10^{-5} с^{-1} . Небольшое значение дивергенции обусловлено тем, что движения в свободной атмосфере квазигеострофичны, т. е. такие, при которых сила барического градиента почти уравнивается силой Кориолиса. Непосредственный расчет дивергенции по формулам (4.35) или (4.39) не дает положительных результатов, так как дивергенция является малой разностью сравнительно больших величин, стоящих в правой части этих формул. При имеющихся погрешностях в определении составляющих скорости ветра можно ошибиться не только в значении дивергенции, но и в ее знаке.

Другой, широко распространенной характеристикой поля ветра является *вихрь скорости*, определяемый по формуле

$$\text{rot } \mathbf{V} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) i + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) j + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) k. \quad (4.40)$$

Каждая составляющая вихря скорости описывает тенденцию вращательного движения воздуха вокруг соответствующей оси. Вращательные движения в вертикальной плоскости, т. е. вокруг осей OX и OY , при процессах синоптического масштаба малы. Поэтому при изучении таких процессов ограничиваются анализом вертикальной составляющей вихря скорости Ω_z :

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y. \quad (4.41)$$

В геострофическом приближении формула для расчета вертикальной составляющей вихря скорости имеет следующий вид:

$$\Omega_z = \frac{9,8}{l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{9,8}{l} \nabla^2 H. \quad (4.42)$$

Таким образом, в первом приближении знак вихря скорости может быть оценен по знаку лапласиана геопотенциала (давления). Поэтому, например, для центра циклона, где $\nabla^2 p > 0$ и $\nabla^2 H > 0$, вихрь скорости положителен. Положителен он и на осях ложбин всех типов. В центре антициклона и на осях гребней $\Omega_z < 0$.

Дифференцируя первое уравнение (4.36) по y , а второе по x , получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial y} &= \frac{\partial V}{\partial y} \cos \beta - V \sin \beta \frac{\partial \beta}{\partial y}; \\ \frac{\partial v}{\partial x} &= \frac{\partial V}{\partial x} \sin \beta + V \cos \beta \frac{\partial \beta}{\partial x}. \end{aligned} \quad (4.43)$$

Как и при выводе формулы (4.39), направим ось OX по касательной к линии тока, обозначив ее s , а ось n — по нормали к ней и влево. Тогда $\beta = 0$ и $\partial \beta / \partial x = \partial \beta / \partial s = K$, где K — кривизна линий тока. Таким образом,

$$\Omega_z = VK - \partial V / \partial n, \quad (4.44)$$

где первый член правой части (член кривизны) определяет зависимость значения вихря скорости от кривизны линий тока. Его знак определяется знаком кривизны, которая положительна при циклонической кривизне линий тока и отрицательна — при антициклонической их кривизне. Второй член правой части (4.44) называют членом сдвига. Он положителен или отрицателен в зависимости от того, будет ли скорость ветра возрастать или убывать вдоль оси n . Сдвиг называют циклоническим, если $\partial V / \partial n < 0$, и антициклоническим, если $\partial V / \partial n > 0$.

Формула (4.44) позволяет рассмотреть ряд интересных случаев вихревого движения. Так, можно представить себе вихревое прямолинейное движение воздуха ($K=0$), когда: 1) $\partial V / \partial n < 0$ (рис. 4.8 а) и вихрь является циклоническим; 2) $\partial V / \partial n > 0$ (рис. 4.8 б) и вихрь является антициклоническим.

Если

$$VK = \partial V / \partial n \neq 0, \quad (4.45)$$

то может возникнуть вращательное безвихревое движение. Таким образом можно представить себе циклон с круговыми изогипсами

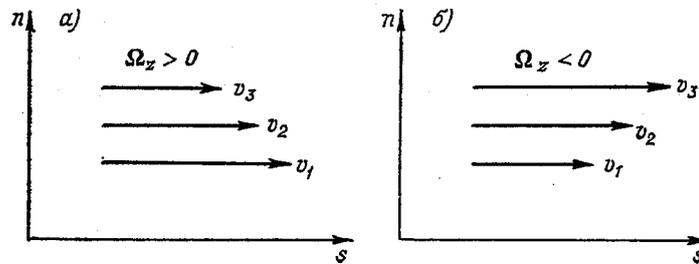


Рис. 4.8. Вихревое движение в прямолинейных линиях тока.

a — циклонический вихрь, *b* — антициклонический вихрь.

(изобарами), в котором $\Omega_z = 0$ (рис. 4.9 *a*). Действительно, поскольку в циклоне $K > 0$, а ось n направлена по радиусу к центру, то при убывании градиента скорости ветра от центра к периферии ($\partial V / \partial n > 0$) возможно выполнение равенства (4.45). Рассуждая аналогичным образом, можно представить антициклоническую безвихревую циркуляцию (рис. 4.9 *b*), когда $K < 0$ и $\partial V / \partial n < 0$. В этом случае градиент скорости ветра тоже должен убывать от центра к периферии.

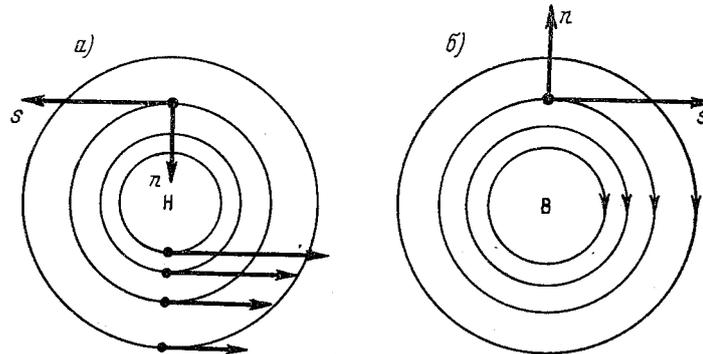


Рис. 4.9. Безвихревое движение в криволинейных линиях тока.

a — циклоническая кривизна линий тока (циклон), *b* — антициклоническая кривизна линий тока (антициклон).

В действительности для циклона структура поля изобар (изогипс), представленная на рис. 4.9 *a*, не характерна. Чаще всего в циклоне градиенты давления (геопотенциала) возрастают от

центра к периферии, и, следовательно, от центра циклона к его периферии возрастает скорость ветра. Для антициклона, наоборот, чаще всего градиенты геопотенциала (давления) от центра к периферии или мало меняются, или даже убывают. Поэтому в антициклоне (гребне) вероятность встретиться с вращательным безвихревым движением практически больше, чем в циклоне (ложбине).

С вихревыми движениями в атмосфере связано понятие *циркуляции скорости*. Она равна

$$C = \oint_s V_s ds, \quad (4.46)$$

где V_s — касательная к контуру составляющая скорости, ds — элемент касательной.

Циркуляция по внешнему контуру s есть алгебраическая сумма циркуляций по внутренним контурам, ограниченных контуром s .

Известно, что циркуляция скорости будет отлична от нуля при наличии вихревого движения. Отсюда следует, что циркуляция скорости имеет место тогда, когда наблюдается или кривизна линий тока, или изменение скорости в направлении, перпендикулярном движению (см. рис. 4.8).

С течением времени циркуляция скорости меняется. Ее изменение в единицу времени, называемое *ускорением циркуляции*, равно

$$\frac{dC}{dt} = \oint_s \frac{dV_s}{dt} ds. \quad (4.47)$$

Если исключить из рассмотрения движения с масштабами, превышающими несколько сотен километров, то можно пренебречь влиянием вращения Земли на изменение циркуляции. Тогда

$$\frac{dC}{dt} = - \oint_s \frac{1}{\rho} dp. \quad (4.48)$$

Поскольку $1/\rho$ есть удельный объем, то правая часть (4.48) равна числу единичных изобаро-изостерических соленоидов N внутри контура s . Отсюда

$$dC/dt = N. \quad (4.49)$$

Такие изобаро-изостерические соленоиды можно, используя уравнение состояния, заменить изобаро-изотерическими соленоидами, что делает более наглядным анализ циркуляционных условий на материалах, имеющихся в распоряжении синоптика постоянно.

На рис. 4.10 показан вертикальный разрез термобарической структуры атмосферы в случае возникновения ночного бриза. Ускорение циркуляции положительно при переходе от вектора

градиента давления к вектору градиента температуры через меньший угол против часовой стрелки и отрицательно — при переходе по часовой стрелке.

Изменение давления по горизонтали в 10^4 — 10^5 раз меньше, чем по вертикали, а изменения температуры по горизонтали в 10^2 раз меньше, чем по вертикали. В связи с этим число изоба-

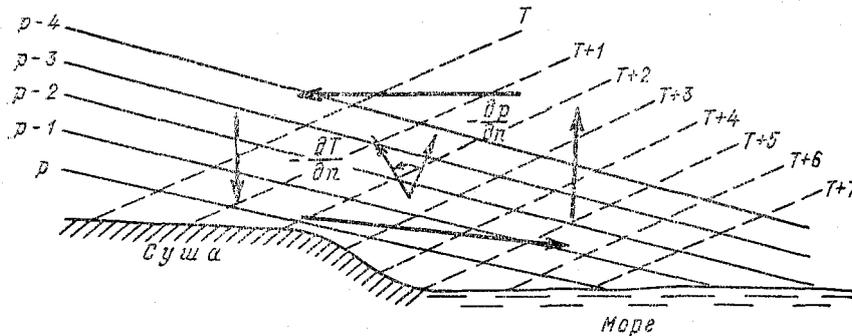


Рис. 4.10. Возникновение ускорения циркуляции в системе изобаро-изотермических соленоидов (ночной бриз).

ро-изотермических соленоидов в горизонтальной плоскости, по крайней мере, в 10^6 раз меньше, чем в вертикальной плоскости, и связанные с ними ускорения циркуляции малы. Поэтому обычно рассматривают лишь влияние ускорения циркуляции на возникновение замкнутых циркуляций в вертикальной плоскости, особенно при анализе циркуляций, связанных с неравномерным нагреванием подстилающей поверхности (бризы, горнодолинные ветры и т. п.).

4.4. Поля ветра барических систем

Тесная связь между полями давления и ветра приводит к тому, что каждое барическое образование имеет специфическое поле ветра.

Совместный анализ синоптических карт на различных уровнях показывает, что циклон представляет собой трехмерный вихрь с наклонной к горизонту осью, вокруг которой происходит вращательное движение воздушных частиц против часовой стрелки. В центральной части циклона скорость ветра возрастает от центра к периферии, так, что в свободной атмосфере в каждый момент времени частицы перемещаются вдоль линий тока (изогипс) с почти постоянной угловой скоростью (рис. 4.11). Таким образом, в каждый момент времени циклон можно рассматривать как вращающееся твердое тело.

В то же время траектории движения воздушных частиц в перемещающемся циклоне, как было показано ранее, отличаются от траекторий движения частиц твердого тела, потому что воздушная масса, в которой сформирован циклон, постоянно обновляется. В самом деле, если бы все воздушные частицы в циклоне двигались по замкнутым траекториям, то скорость ветра была бы равна нулю не в центре циклона, а в точке, где скорость ветра равна и обратна по направлению скорости перемещения циклона. На рис. 4.11 это точка А, где скорость ветра 15 м/с равна скорости перемещения циклона и имеет противоположное направление.

Следовательно, модель циклона как вращающееся твердое тело в свободной атмосфере хорошо описывает распределение ветра в нем в фиксированный момент времени. При анализе траекторий воздушных частиц в нем более правильно рассматривать циклон, как перемещающуюся волну в поле давления.

В пограничном слое, по мере приближения к подстилающей поверхности, в связи с увеличивающимся влиянием силы трения, структура поля ветра в циклоне становится более сложной. Появляется составляющая действительного ветра, направленная к центру циклона.

Распределение касательной составляющей в целом соответствует его распределению в свободной атмосфере, т. е. представлению о мгновенном распределении скоростей, как во вращающемся твердом теле.

Для вектора ветра \mathbf{V} в центре циклона в свободной атмосфере (рис. 4.12 а) выполняются следующие дифференциальные соотношения:

$$u_g = v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = \partial v_g / \partial y = 0.$$

Отсюда

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.50)$$

Так как

$$\partial u_g / \partial y < 0, \quad \partial v_g / \partial x > 0,$$

то

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y > 0. \quad (4.51)$$

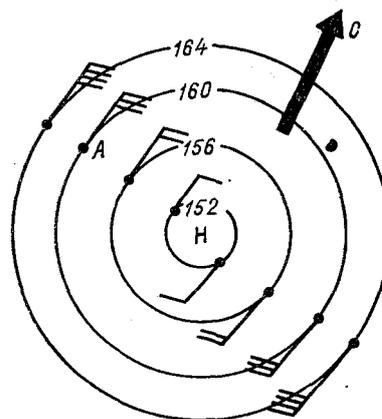


Рис. 4.11. Распределение ветра в области циклона, перемещающегося со скоростью $c = 15$ м/с.

В приземном слое (рис. 4.12 б) скорость действительного ветра в каждой точке, кроме центра циклона, имеет две составляющие, поэтому

$$u = v = 0, \text{ а } \partial u / \partial x < 0, \partial v / \partial y < 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V} < 0. \quad (4.52)$$

Поскольку $\partial v / \partial x > 0$ и $\partial u / \partial y < 0$, то

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y > 0. \quad (4.53)$$

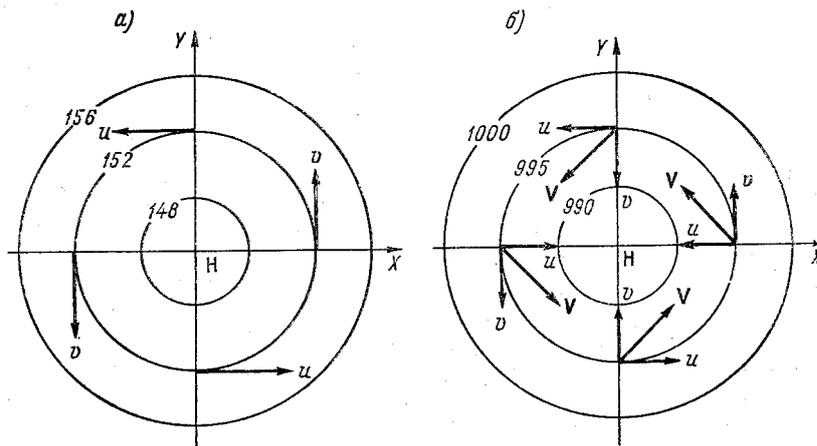


Рис. 4.12. К оценке знака производных от скорости ветра в центре циклона в свободной атмосфере (а) и в приземном слое (б).

На осях U- и V-образных ложбин в свободной атмосфере (рис 4.13 а, верхний)

$$u_g > 0, v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = 0, \partial v_g / \partial y = 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.54)$$

Так как

$$\partial v_g / \partial x > 0 \text{ и } \partial u_g / \partial y \leq 0, \text{ но}$$

$$|\partial v_g / \partial x| > |\partial u_g / \partial y|, \text{ то}$$

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y > 0. \quad (4.55)$$

В приземном слое (рис. 4.13 а, нижний)

$$u > 0, v > 0 \text{ и } \partial u / \partial x < 0, \partial v / \partial y \geq 0,$$

но

$$|\partial u / \partial x| > |\partial v / \partial y|.$$

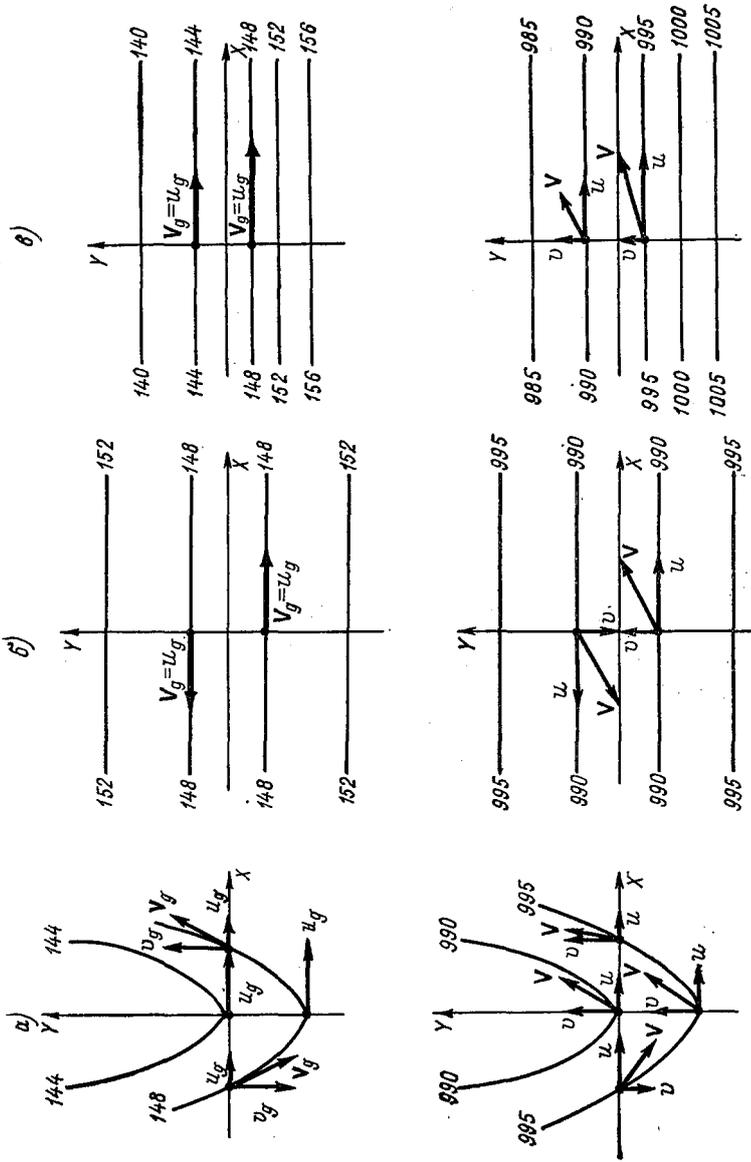


Рис. 4.13. К оценке знака производных от скорости ветра на осях ложбин разных типов.

а) U- и V-образные ложбины; б) полоса пониженного давления; в) замаскированная ложбина. Верхние рисунки — свободная атмосфера, нижние — приземный слой.

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V} < 0. \quad (4.56)$$

Так как $\partial v / \partial x > 0$, $\partial u / \partial y \geq 0$ и $|\partial v / \partial x| > |\partial u / \partial y|$, то

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y > 0. \quad (4.57)$$

На оси полосы пониженного давления в свободной атмосфере (рис. 4.13 б, верхний)

$$u_g = v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = \partial v_g / \partial y = 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.58)$$

Так как $\partial v_g / \partial x = 0$, $\partial u_g / \partial y < 0$, то

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y > 0. \quad (4.59)$$

В приземном слое (рис. 4.13 б, нижний)

$$u = v = 0 \text{ и } \partial u / \partial x = 0, \partial v / \partial y < 0.$$

Тогда

$$\operatorname{div} \mathbf{V} < 0. \quad (4.60)$$

Поскольку $\partial u / \partial y < 0$ и $\partial v / \partial x = 0$, то

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y > 0. \quad (4.61)$$

На оси замаскированной ложбины в свободной атмосфере (рис. 4.13 а, верхний)

$$u_g = v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = \partial v_g / \partial y = 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.62)$$

Так как $\partial v_g / \partial x = 0$, $\partial u_g / \partial y < 0$, то

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y > 0. \quad (4.63)$$

В приземном слое (рис. 4.13 в, нижний)

$$u = v = 0 \text{ и } \partial u / \partial x = 0, \partial v / \partial y < 0.$$

Тогда

$$\operatorname{div} \mathbf{V} < 0. \quad (4.64)$$

Поскольку $\partial v / \partial x = 0$ и $\partial u / \partial y < 0$, то

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y > 0. \quad (4.65)$$

Сопоставляя результаты анализа дифференциальных характеристик поля ветра в областях пониженного давления, можно сделать выводы:

— при сравнении соотношений (4.50), (4.54), (4.58) и (4.62). В центре циклона и на осях ложбин всех типов в свободной атмосфере дивергенция скорости ветра с точностью соответствия действительно ветра геострофического (градиентному) равна нулю;

— при сравнении соотношений (4.52), (4.56), (4.60) и (4.64). В центре циклона и на осях ложбин всех типов в слое приземного трения отмечается конвергенция воздушных течений;

— при сравнении соотношений (4.51), (4.53), (4.55), (4.57), (4.59), (4.61), (4.63) и (4.65). В центре циклона и на осях ложбин всех типов как в свободной атмосфере, так и в слое трения вертикальная составляющая вихря скорости положительна.

Конвергенция воздушных течений в центральной части циклона и на осях ложбин в пограничном слое, при квазигеострофичности движения в свободной атмосфере, играет решающую роль в возникновении восходящих вертикальных движений на больших территориях, что определяет возникновение в областях пониженного давления обширных облачных массивов и зон осадков.

Предоставляя читателю возможность самому выполнить аналогичные рис. 4.12 и 4.13 графические построения, приведем дифференциальные характеристики поля ветра в центре антициклона и на осях гребней.

В центре антициклона в свободной атмосфере

$$u_g = v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = \partial v_g / \partial y = 0.$$

Тогда

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.66)$$

Так как

$$\partial u_g / \partial y > 0 \text{ и } \partial v_g / \partial x < 0, \text{ то}$$

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y < 0. \quad (4.67)$$

В приземном слое, где вектор скорости действительного ветра направлен под углом к изобаре в сторону низкого давления и имеет поэтому, кроме центра антициклона, составляющие по осям OX и OY , имеем, что

$$u = v = 0 \text{ и } \partial u / \partial x > 0, \partial v / \partial y > 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V} > 0. \quad (4.68)$$

Так как

$$\partial v / \partial x < 0 \text{ и } \partial u / \partial y > 0, \text{ то}$$

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y < 0. \quad (4.69)$$

На оси U-образного гребня в свободной атмосфере, если ось OX направлена по касательной изобаре, а ось OY — в сторону низкого давления,

$$u_g > 0, v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = 0, \partial v_g / \partial y = 0.$$

Поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.70)$$

Так как $\partial v_g / \partial x$ и $\partial u_g / \partial y \neq 0$, но
 $|\partial v_g / \partial x| > |\partial u_g / \partial y|$,

то

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y < 0. \quad (4.71)$$

В приземном слое

$$u > 0, v > 0 \text{ и } \partial u / \partial x > 0, \partial v / \partial y \cong 0,$$

но

$$|\partial u / \partial x| > |\partial v / \partial y|.$$

В связи с этим

$$\operatorname{div} \mathbf{V} > 0. \quad (4.72)$$

Так как $\partial v / \partial x < 0$, $\partial u / \partial y \cong 0$, но
 $|\partial v / \partial x| > |\partial u / \partial y|$,

то

$$\Omega = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y < 0. \quad (4.73)$$

На оси переменычки высокого давления в свободной атмосфере

$$u_g = v_g = 0 \text{ и } \partial u_g / \partial x = \partial v_g / \partial y = 0,$$

поэтому

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = 0. \quad (4.74)$$

Поскольку $\partial v_g / \partial x = 0$, $\partial u_g / \partial y > 0$, то

$$\Omega_{z, g} = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y < 0. \quad (4.75)$$

В приземном слое

$$u = v = 0, \partial u / \partial x = 0, \partial v / \partial y > 0;$$

$$\operatorname{div} \mathbf{V} > 0. \quad (4.76)$$

Поскольку $\partial v / \partial x = 0$, $\partial u / \partial y > 0$, то

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y < 0. \quad (4.77)$$

Сопоставляя результаты анализа дифференциальных характеристик поля ветра в областях повышенного давления, можно сделать следующие выводы:

— при сравнении соотношений (4.66), (4.70) и (4.74). В центре антициклона и на осях гребней обоих типов в свободной атмосфере дивергенция скорости с точностью соответствия действительного ветра геострофическому (градиентному) равна нулю;

— при сравнении соотношений (4.68), (4.72) и (4.76). В центре антициклона и на осях гребней обоих типов в слое приземного трения наблюдается расходимость воздушных течений;

— при сравнении соотношений (4.67), (4.69), (4.71), (4.73), (4.75) и (4.77). В центре антициклона и на осях гребней обоих типов в свободной атмосфере и слое приземного трения вертикальная составляющая вихря скорости отрицательна.

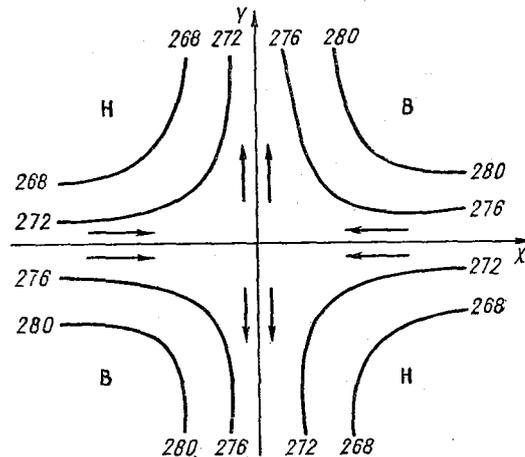


Рис. 4.14. Поле ветра барической седловины на карте АТ₇₀₀.

За счет расходимости воздушных течений в приземном слое в центральной части антициклона и на осях гребней, при квазигеострофичности движений в свободной атмосфере, на больших территориях возникают обширные области нисходящих движений, что существенно сказывается на формировании погодных условий.

В барической седловине структура поля ветра определяется совмещением полей ветра ложбин и гребней (рис. 4.14). В этой барической системе имеет место деформация воздушных течений, описываемая оператором $F = \partial u / \partial x - \partial v / \partial y$. Вдоль оси OX воздух притекает к гиперболической точке, и это направление поэтому называется *осью сжатия*. Вдоль оси OY воздух оттекает от гиперболической точки. Это направление называют *осью растяжения*. В гиперболической точке при данном направлении осей координат $\partial u / \partial x < 0$ и $\partial v / \partial y > 0$. Поэтому

$$F = \partial u / \partial x - \partial v / \partial y < 0.$$

Поле ветра в барической седловине часто называют деформационным полем.

4.5. Пространственное и временное распределение и изменчивость скорости ветра

Совместный анализ поля ветра у поверхности Земли и на различных высотах, который проводится с помощью приземных карт погоды и карт АТ, показывает, что поле ветра по мере удаления от подстилающей поверхности становится более гладким. При этом скорость ветра с высотой

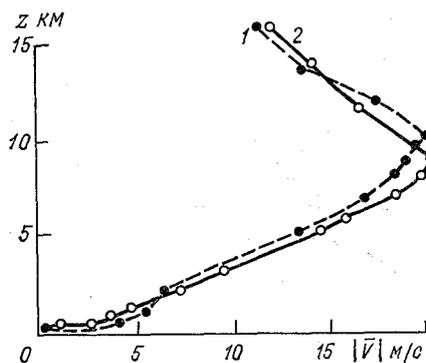


Рис. 4.15. Распределение средней скорости ветра с высотой в мае над Москвой днем (1), ночью (2). По В. Д. Решетову.

резкое возрастание скорости ветра с высотой вблизи подстилающей поверхности, наличие максимума скорости ветра в слое 9—10 км. На станциях, расположенных в более низких широтах, уровень максимального ветра находится в среднем на высотах 11—12 км. Такая изменчивость высоты максимального ветра делает затруднительным анализ положения поверхности максимального ветра в пространстве с помощью карт АТ основных изобарических поверхностей. Поэтому в синоптическую практику были введены уже упоминавшиеся карты максимального ветра (см. гл. 2).

На картах максимального ветра выделяются обширные вытянутые области сильных ветров в верхней тропосфере и нижней стратосфере, называемые *струйными течениями*.

Характер изменения скорости и направления ветра с высотой определяется различием степени влияния на него основных сил, действующих на воздушный поток. В приземном слое наиболее значительное воздействие на движение воздуха оказывает турбулентное трение. Здесь скорость ветра быстро возрастает с высотой, мало меняя свое направление. В этом слое толщиной 50—100 м распределение скорости ветра в наибольшей степени зависит от интенсивности обмена количеством движения с более высокими слоями.

в среднем возрастает, достигая, чаще всего максимума вблизи тропопаузы. В умеренных широтах примерно в 80 % случаев максимум скорости ветра находится в верхней тропосфере или в слое тропопаузы, а в остальных случаях — в нижней стратосфере. Вместе с тем на фоне общего возрастания скорости ветра с высотой в тропосфере могут встречаться слои (преимущественно небольшой толщины), где скорость ветра с высотой убывает. Характерный вертикальный профиль скорости ветра приведен на рис. 4.15. На нем хорошо заметно

В пограничном слое атмосферы (выше приземного), где на воздух совместно действуют силы барического градиента, Кориолиса и трения, причем влияние последней с высотой убывает, скорость ветра хотя и продолжает возрастать, но это возрастание оказывается меньше, чем в приземном слое. Направление действительного ветра приближается к направлению градиентного, достигая его на верхней границе пограничного слоя.

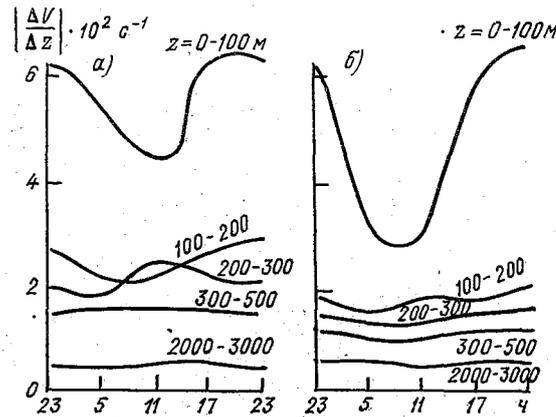


Рис. 4.16. Суточный ход модуля векторного сдвига ветра в различных слоях в январе (а) и в июле (б). Кзыл-Орда. По Ф. Ф. Брюханю и И. Г. Гутерману.

В свободной атмосфере основное влияние на характер изменения ветра с высотой оказывает структура барического поля.

Важной характеристикой поля ветра, которая привлекает внимание в последнее время, является вертикальный *сдвиг ветра*, который представляет собой векторную разность скоростей ветра на границах выбранного слоя. Модуль и направление этого вектора определяется из соотношения:

$$|\Delta V|_{z_1-z_2} = \sqrt{V_{z_1}^2 + V_{z_2}^2 - 2V_{z_1}V_{z_2}\cos\gamma}, \quad (4.78)$$

$$\cos\delta = \frac{V_{z_1}\cos\gamma - V_{z_2}}{|\Delta V|_{z_1-z_2}}, \quad (4.79)$$

где V_{z_1} и V_{z_2} — скорости ветра на уровнях z_1 и z_2 ; γ — угол между направлениями векторов ветра на уровнях z_1 и z_2 ; $|\Delta V|$ — модуль разности векторов V_{z_1} и V_{z_2} ; δ — угол между направлениями вектора сдвига ветра и ветра на уровне z_1 .

Наибольший сдвиг ветра наблюдается в приземном слое. Здесь же отмечается наиболее значительный его суточный ход с максимумом ночью и минимумом днем (рис. 4.16). Как летом, так и

зимой в нижней половине тропосферы модуль сдвига ветра с высотой уменьшается.

Существуют определенные количественные пространственно-временные связи между характеристиками ветра, которые представляют интерес при решении задач восстановления поля ветра

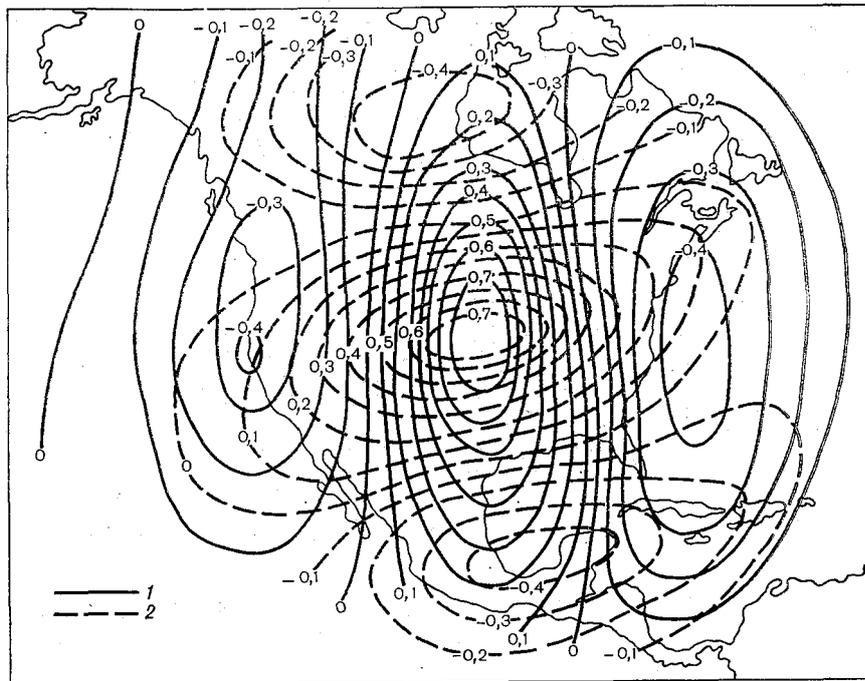


Рис. 4.17. Корреляция значений меридиональной (1) и зональной (2) составляющих скорости ветра на уровне 500 гПа на одной станции со значениями этих же составляющих на других станциях. По Е. К. Бюллу.

на территории с редкой сетью наблюдений или при пропусках данных о ветре на каких-либо уровнях, для определения времени годности результатов наблюдений за ветром в прогностических целях и т. д. Такие сведения приводятся в специальных справочниках.¹

На рис. 4.17 в качестве примера приведено распределение коэффициентов корреляции для меридиональных и зональных составляющих скорости ветра для одной из станций. Этот рисунок показывает, что как для зональной, так и для меридиональной

¹ См., например, Справочник по вертикальным корреляционным связям метеорологических элементов в свободной атмосфере СССР.— Л.: Гидрометиздат, 1980.

составляющей скорости ветра связь в направлении переноса воздуха, которому они соответствуют, более тесная, чем в перпендикулярном направлении. Так, для зональной составляющей скорости ветра радиус корреляции в широтном направлении [$r(u, u) = 1/e$] достигает $\pm(1200 - 1300)$ км, а в меридиональном равен примерно ± 700 км. Для меридиональной составляющей скорости ветра радиус корреляции в меридиональном направлении еще больше и превышает ± 1600 км, в широтном направлении он равен примерно ± 700 км.

Представление о характере временных связей составляющих скорости ветра дает табл. 4.2. Данные таблицы показывают, что

Таблица 4.2

Коэффициенты автокорреляции составляющих скорости ветра с различным интервалом времени для района Свердловска в среднем за год. По К. К. Гарифулину

Высота, км	Интервал, ч							
	6		12		18		24	
	r_u	r_v	r_u	r_v	r_u	r_v	r_u	r_v
1,5	0,82	0,80	0,65	0,65	0,59	0,48	0,56	0,44
4	0,79	0,75	0,72	0,68	0,68	0,65	0,60	0,48
7	0,82	0,82	0,69	0,64	0,54	0,46	0,52	0,39
10	0,81	0,80	0,70	0,68	0,53	0,56	0,49	0,36
13	0,80	0,81	0,76	0,79	0,60	0,70	0,63	0,55
16	0,71	0,75	0,68	0,70	0,52	0,63	0,54	0,59
Среднее	0,79	0,79	0,70	0,69	0,58	0,59	0,56	0,46

значения коэффициентов корреляции для одного и того же интервала времени с высотой изменяются незначительно. Более того, эти связи устойчивы для больших территорий. Так, например, аналогичные средние для интервала высот 1—16 км значения коэффициентов корреляции для района Волгограда равны:

Интервал, ч	6	12	18	24
Коэффициент корреляции зональной составляющей	0,81	0,70	0,54	0,48
Коэффициент корреляции меридиональной составляющей	0,83	0,71	0,56	0,51

Временная изменчивость направления ветра существенно зависит от его скорости: чем больше скорость, тем устойчивее направление ветра. Такой характер связи между скоростью и направлением ветра сохраняется в пределах всей тропосферы.

Временная изменчивость скорости ветра в умеренных широтах мало зависит от времени года. Она возрастает с увеличением

скорости ветра, поэтому в свободной атмосфере наибольшая изменчивость скорости ветра наблюдается вблизи тропопаузы.

В связи со смещением и эволюцией барических образований на каждой станции ветер меняется. Его изменение ΔV можно представить из двух частей: трансляционной ΔV_T и эволюционной ΔV_E . При этом за скорость трансляции поля ветра можно принять скорость перемещения барического образования.

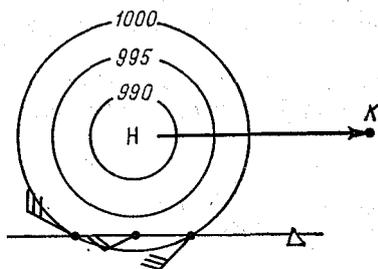


Рис. 4.18. К определению трансляционных изменений ветра при перемещении барических образований.

Если за сутки центр циклона переместился из точки H в точку K (рис. 4.18), то, определив путем интерполяции положение центра циклона через некоторые интервалы времени и положение станции (на рис. 4.18 обозначена треугольником) по отношению к нему, можно оценить изменение ветра на станции за счет трансляции поля ветра. В данном случае скорость ветра должна ослабевать, а затем усиливаться, а направление ветра с юго-юго-

западного меняется на северо-западное. Эволюционная часть изменения ветра будет разностью между действительными изменениями ветра на станции и трансляционными.

При анализе скорости и направления ветра приходится учитывать суточный ход. Амплитуда суточного хода, как правило, летом больше, чем зимой, и при ясной погоде больше, чем при пасмурной. При сильном прогреве подстилающей поверхности летом и при ясной погоде развиваются активные конвективные токи, способствующие обмену количеством движения между приземным слоем и более высокими слоями, где ветер сильнее. Поэтому скорость действительного ветра на уровне флюгера становится близкой к градиентной, а иногда даже превышает ее. Летом в ночные часы часто образуются приземные инверсии температуры, что ослабляет турбулентный обмен с вышерасположенными слоями воздуха. Это приводит к тому, что скорость действительного ветра на уровне флюгера становится существенно меньше скорости градиентного ветра, иногда в 2—3 раза.

Зимой, особенно при пасмурной погоде, когда амплитуда суточного хода температуры не превышает нескольких градусов, амплитуда суточного хода скорости ветра составляет всего 2—3 м/с.

В свободной атмосфере амплитуда суточного хода скорости ветра значительно меньше, чем в приземном слое. В средней тропосфере она около 1 м/с, а в верхней — 1—2 м/с.

4.6. Основные воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы

Основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос, отчетливее проявляющийся в свободной атмосфере. В тропосфере умеренных широт преобладают западные ветры, причем зимой их средняя скорость на всех высотах больше, чем летом.

Из-за возникающих разностей температуры, вследствие неодинакового нагревания и охлаждения материков и океанов между ними возникает *муссонная циркуляция*. По определению известного советского метеоролога С. П. Хромова, *муссоном* называется такой режим воздушных течений в системе общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на близкое к противоположному. В муссонных областях, примером которых на территории Советского Союза может служить Дальний Восток, летом преобладают ветры с океана, а зимой с континента (см. рис. 3.8 и 3.9).

Средние месячные карты распределения давления на уровне моря (см. рис. 3.8 и 3.9) показывают, что в полярных областях обоих полушарий преобладает высокое давление. Ветры из этих областей направлены в сторону умеренных широт. Для умеренных зон характерно частое возникновение циклонов, в результате чего в среднем здесь преобладает пониженное давление и сюда направлены воздушные течения не только из высоких широт, но и из тропиков, где находятся субтропические антициклоны. Из тропиков, с южных периферий субтропических антициклонов, ветры направлены в сторону экваториальной зоны. Эти ветры называются *пассатами*. Во многих районах они устойчивы и не меняют своего направления в течение всего года.

Поскольку с высотой структура поля давления становится сравнительно проще (см. рис. 3.10 и 3.11), а ветер в свободной атмосфере близок к градиентному, то поле ветра в свободной атмосфере в большей степени, чем у земной поверхности, отражает основную планетарную систему тропосферной циркуляции — зональный перенос.

Характерные сезонные черты средней многолетней циркуляции, особенности ее проявления в различных регионах прослеживаются и на ежедневных синоптических картах. Однако они в той или иной степени бывают завуалированы «текущими» синоптическими процессами и, прежде всего, процессами возникновения, перемещения и разрушения циклонов и антициклонов.

ГЛАВА 5. ПОЛЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

5.1. Классификация вертикальных движений

Вертикальные движения воздуха представляют интерес не столько сами по себе, хотя в некоторых случаях это тоже важно, сколько потому, что они переносят по вертикали различные примеси и физические свойства воздуха (субстанции). С этим процессом связано образование облачности и осадков, таких метеорологических явлений, как грозы и град, суточный ход метеорологических величин и т. д.

Вертикальные движения непосредственно не измеряются, а вычисляются по различным формулам, основанным на моделях связи поля вертикальных движений с полями измеряемых метеорологических величин (давления, ветра, температуры).

Вертикальная составляющая скорости движения воздуха возникает за счет влияния сил турбулентного трения, нестационарности движения воздуха, силы плавучести, влияния орографии. В зависимости от основных причин, вызывающих вертикальные движения, они имеют различные пространственные и временные масштабы, т. е. различные размеры областей и интервалов времени, на протяжении которых эти движения сохраняют один и тот же знак.

Мелкомасштабные вертикальные турбулентные движения в пограничном слое атмосферы возникают в основном за счет влияния сил турбулентного трения. С вертикальным турбулентным обменом связаны формирование вертикальных профилей температуры, влажность воздуха и скорость ветра в пограничном слое атмосферы, образование под приподнятыми температурными инверсиями слоистых и слоисто-кучевых облаков, изменение концентрации загрязняющих атмосферу веществ в приземном слое и т. д.

Временной масштаб мелкомасштабных турбулентных вертикальных движений имеет порядок десятков секунд. Верхний предел масштаба горизонтальных размеров областей этих движений одного знака скорее всего можно распространить до нижней границы масштаба мезомасштабных атмосферных движений, имеющей порядок сотен метров — нескольких километров.

При гидродинамическом подходе к учету влияния вертикальных турбулентных движений на погодообразующие процессы задача решается методом параметризации, т. е. описанием суммарного эффекта мелкомасштабной турбулентности через характеристики метеорологических полей более крупного масштаба. По существу также поступает и метеоролог, работающий в основном синоптическим методом анализа атмосферных процессов. В этом случае учет интенсивности вертикального турбулентного обмена.

производится с помощью эмпирических связей между исследуемой характеристикой процесса и распределением метеорологических величин, полученным по данным синоптических станций и других средств производства метеорологических наблюдений.

Турбулентные движения в свободной атмосфере возникают обычно при нестационарности атмосферных движений. Они вызывают болтанку самолетов, могут явиться причиной образования некоторых видов облаков верхнего и среднего ярусов.

Конвективные вертикальные движения возникают в основном под влиянием сил плавучести. Условием их развития является наличие в слое атмосферы, где они развиваются, неустойчивой температурной стратификации. Поскольку с конвективными вертикальными движениями связано образование облачности кучевых форм, то имеется реальная возможность по результатам наблюдений за этими облаками дать эмпирическую оценку пространственных и временных масштабов этих вертикальных движений. Таким образом было установлено, что конвективные вертикальные движения одного знака могут сохраняться в данном пункте несколько десятков минут, охватывая слой атмосферы толщиной в несколько километров, а по горизонтали распространяясь на территорию, имеющую поперечное сечение от единиц до десятков километров. Средняя скорость конвективных вертикальных движений чаще всего равна 1—2 м/с, но в отдельных случаях она может достигать 30—40 м/с.

Упорядоченные вертикальные движения возникают главным образом под действием сил трения в пограничном слое атмосферы и нестационарности атмосферных движений. Они имеют один и тот же знак на территориях, соизмеримых с размерами циклонов и антициклонов. Время их существования над пунктом определяется скоростью перемещения этих образований, т. е. обычно от нескольких часов до 1—2 сут, а время существования в пределах перемещающегося синоптического объекта может достигать 3—5 сут и даже более. Характерная скорость упорядоченных вертикальных движений составляет несколько см/с.

Конвективные и упорядоченные вертикальные движения могут рассчитываться по результатам сетевых метеорологических наблюдений, а результаты расчетов — использоваться в целях анализа синоптических процессов и при составлении краткосрочных прогнозов погоды. Поэтому остановимся на более детальном рассмотрении вертикальных движений этих двух классов и способах их расчета.

5.2. Конвективные вертикальные движения

Конвективные вертикальные движения в атмосфере, как уже отмечалось, возникают в результате действия силы плавучести, когда некоторые объемы воздуха становятся по каким-либо причинам

теплее окружающей среды. До тех пор пока сохраняется такая разность температур, более теплые воздушные частицы поднимаются с ускорением, которое называют *ускорением конвекции*. Вблизи уровня выравнивания температур, (обычно чуть выше него), который называют *уровнем конвекции*, вертикальное перемещение воздушных частиц прекращается.

Конвективные движения приводят к перемешиванию воздуха в слое, в результате чего в нем устанавливается стратификация, близкая к адиабатической. Интенсивность конвективных движений определяется исходной (до развития конвекции) температурной стратификацией атмосферы, степенью «перегрева» воздушных частиц, участвующих в конвективных движениях, структурой воздушных течений, которая может препятствовать или способствовать развитию конвекции.

Чаще всего развитие конвекции начинается непосредственно от подстилающей поверхности, когда она возникает при установлении сухонеустойчивой или сухобезразличной температурной стратификации в пограничном слое. Такую конвекцию обычно называют *термической*.

Встречаются случаи, когда слой с неустойчивой температурной стратификацией находится на некоторой высоте от подстилающей поверхности. Тогда развитие конвекции начинается с нижней границы этого слоя. При этом различают *свободную конвекцию*, которая возникает при сухонеустойчивой температурной стратификации слоя, и *вынужденную конвекцию*, возникающую при его влажнеустойчивой стратификации. Вынужденная конвекция возникает в условиях предварительного поднятия ненасыщенного водяным паром слоя воздуха в системе упорядоченных вертикальных движений, что обеспечивает достижение уровня конденсации и установление влажнеустойчивой или влажнебезразличной стратификации в этом слое.

Конвективные движения с размерами и временем существования вблизи нижней границы диапазона их существования, которые условно можно назвать мелкомасштабными конвективными движениями, развиваются во влажнеустойчиво стратифицированных слоях небольшой толщины.

В этом случае размеры конвективных ячеек, которые можно оценить по параметрам кучевых облаков хорошей погоды или при отсутствии облаков по данным измерений неоднородностей поля влажности с помощью радиолокаторов, обычно составляют несколько сотен метров.

При толщине слоя с влажнеустойчивой стратификацией, равной 1—2 км, горизонтальные размеры конвективных ячеек возрастают, и они образуют системы, состоящие из отдельных областей с восходящими и нисходящими конвективными движениями. По наблюдениям с ИСЗ площадь, занятая конвективными облачными образованиями, и площадь, занятая безоблачным состоя-

нием неба, относятся как 1 : 5. Примерно в таком соотношении должны находиться скорости восходящих конвективных движений, которые при указанной толщине слоя с неустойчивой стратификацией составляют несколько м/с, и нисходящих движений в безоблачных областях.

При толщине слоя с влажнонеустойчивой стратификацией, превышающей 5 км, образуются конвективные системы, состоящие из конвективных ячеек самых различных размеров. Горизонтальная протяженность таких систем составляет от нескольких десятков километров до 100—200 км. Вертикальная протяженность отдельных конвективных ячеек может достигать 10—15 км при скорости вертикальных движений до 30—40 м/с. Такие крупные конвективные системы могут существовать несколько суток. Однако жизненный цикл отдельных конвективных ячеек составляет несколько десятков минут. Даже крупные конвективные ячейки в скоплении кучево-дождевых облаков существуют не более 1—2 ч после чего они распадаются, а вместо них возникают новые.

В полном объеме описание поля вертикальных конвективных движений с получением в качестве конечного результата сведений о скорости конвективных движений, положении уровней конденсации и конвекции, толщине конвективных слоев и связанной с ними облачности, количестве и виде осадков, стратификации температуры и влажности и других параметров атмосферы в диагностическом и прогностическом аспектах может быть выполнено при его математическом моделировании. Исходной является модифицированная система уравнений гидротермодинамики, включающая учет специфических для процесса конвекции факторов (система уравнений глубокой конвекции). Особенности структуры этой системы уравнений, методы ее решения и результаты рассматриваются в специальном курсе «Гидродинамические методы прогноза погоды». Здесь отметим лишь то, что использование такой математической модели дает близкое к действительности описание системы конвективных движений. Однако недостаточная производительность современных ЭВМ пока позволяет построить систему вертикальных движений только в одном конвективном облаке. Распространение такого результата на прилегающую территорию возможно лишь при условии полной однородности подстилающей поверхности и однородного по горизонтали воздушного потока, чего в действительности не бывает. Поэтому для построения поля конвективных вертикальных движений на основе системы уравнений глубокой конвекции нужно рассчитывать конвективные движения для большого числа точек, что в настоящее время оказывается невозможным. Поскольку существует практическая необходимость хотя бы в приближенной оценке интенсивности конвективных движений и некоторых других параметров, то разработаны сравнительно простые модели конвективных процессов (модели конвекции), описывающие те или иные их характеристики.

Дать оценку скорости конвективных вертикальных движений w_k можно на основе *адиабатической модели конвекции*, описывающей превращение энергии неустойчивости E в кинетическую энергию. Исходными данными в этом случае являются результаты вертикального зондирования атмосферы.

При переходе всей энергии неустойчивости в кинетическую энергию восходящих конвективных движений в слое от уровня z_0 до высоты z можно записать, что

$$w_{kz} = \sqrt{w_{kz_0}^2 + 2E}. \quad (5.1)$$

Напомним, что под *энергией неустойчивости* понимается количество энергии, освобождающееся при перемещении единицы массы воздуха с уровня z_0 с давлением p_0 до уровня z с давлением p_z при неустойчивом состоянии атмосферы. Обозначим индексом « i » характеристики воздушной частицы, участвующей в конвективном движении, а индексом « e » — характеристики окружающего воздуха. Тогда сила плавучести, действующая на единицу массы воздуха, равна

$$g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i}, \quad (5.2)$$

или, используя уравнение состояния и полагая $\rho_i = \rho_e$, получим

$$g \frac{T_i - T_e}{T_e}. \quad (5.3)$$

Умножая (5.3) на dz , получим выражение для элемента энергии неустойчивости:

$$dE = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz. \quad (5.4)$$

Из уравнения статики следует, что

$$dz = - \frac{RT}{pg} dp. \quad (5.5)$$

Тогда, подставляя значение dz из (5.5) в (5.4), получим

$$dE = -R(T_i - T_e) \frac{dp}{p} = -R(T_i - T_e) d \ln p. \quad (5.6)$$

Интегрируя (5.6), будем иметь

$$E = -R \int_{p_{z_0}}^{p_z} (T_i - T_e) d \ln p. \quad (5.7)$$

Подставляя (5.7) в (5.1), получим

$$w_{kz} = \sqrt{w_{kz_0}^2 + 2R \int_{p_z}^{p_{z_0}} (T_i - T_e) d \ln p} \quad (5.8)$$

или приближенно

$$\omega_{kz} \approx \sqrt{\omega_{kz_0}^2 + 2R(T_i - T_e) \ln \frac{p_0}{p}}. \quad (5.9)$$

Поскольку в конвективном движении участвует не только воздушная частица, находящаяся на высоте z_0 , но и все другие вышерасположенные частицы, для которых энергия неустойчивости положительна, то рассчитывают среднюю вертикальную скорость конвекции $\bar{\omega}_k$ для всех частиц, участвующих в конвективном движении:

$$\bar{\omega}_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \omega_{ki}, \quad (5.10)$$

где n — число уровней, с которых производится подъем i -й частицы со скоростью ω_{ki} .

В случае небольших изменений вертикального градиента температуры в слое, где находятся частицы, участвующие в конвективном движении, можно использовать для расчетов такую простую формулу:

$$\bar{\omega}_k = \frac{\omega_{k1} + \omega_{k2}}{2}, \quad (5.11)$$

где ω_{k1} — вертикальная скорость на нижней границе слоя конвективно поднимающегося воздуха, а ω_{k2} — на верхней его границе.

Формула (5.9) номографирована (рис. 5.1). Графики имеют следующие входные параметры: разность температур между поднимающейся частицей и окружающим воздухом (ось абсцисс) и границы толщин слоев (в гектопаскалях), для которых определяется средняя вертикальная скорость конвективных движений.

Оценка положения уровней конденсации и конвекции, изменения температуры и влажности, энергии неустойчивости при развитии вертикальных конвективных движений может быть довольно просто произведена на основе некоторых других *адиабатических* и *неадиабатических моделей конвекции*. Основные расчетные операции по реализации этих моделей выполняются с помощью бланка аэрологической диаграммы по данным вертикального зондирования атмосферы.

Одна из таких адиабатических моделей рассматривает развитие конвекции, в которой участвуют только воздушные частицы, находящиеся на исходном уровне (*метод частицы*). В случае термической конвекции на бланке аэрологической диаграммы строятся кривые стратификации температуры и точки росы, а также кривая состояния для воздушной частицы, находящейся у земной поверхности. Кривая состояния до уровня конденсации состоит из

отрезка сухой адиабаты, выше его — из отрезка влажной адиабаты. Пример построения приведен на рис. 5.2.

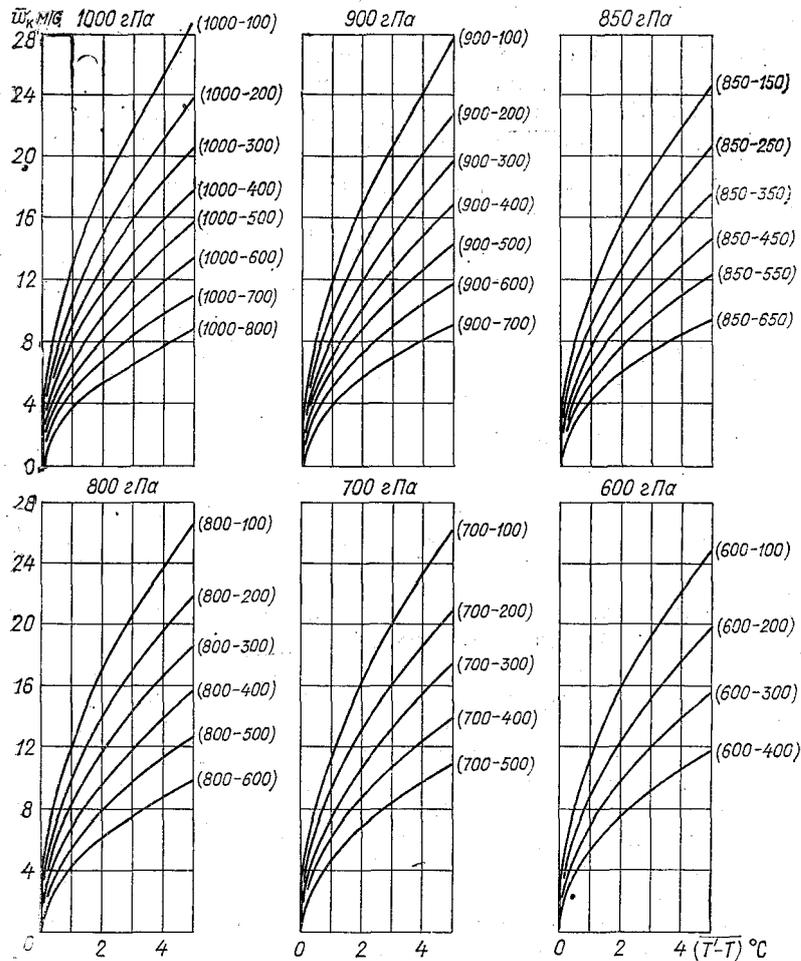


Рис. 5.1. Номограммы для определения средней скорости вертикальных конвективных движений в разных слоях при подъеме частиц с различных изобарических поверхностей.

Площадь между кривой состояния и кривой стратификации дает оценку энергии неустойчивости в Дж/кг, а точка пересечения этих кривых указывает положение уровня конвекции ($z_{\text{конв}}$).

Подобное построение может быть выполнено для любой воздушной частицы, находящейся выше земной поверхности.

Сравнение расчетов по этой модели с результатами наблюдений показывает, однако, на их далеко не полное совпадение. Так,

рассчитанные значения уровня конвекции могут отличаться от действительных до 2—2,5 км, различия в температуре поднимающегося и окружающего воздуха по расчетам получаются существенно большими, чем в действительности. Поэтому при сохранении условия адиабатичности в эту модель вносились различные усовершенствования.

Такой более совершенной адиабатической моделью имеющей практическое применение в настоящее время, является модель, основанная на представлении, что в конвективном вертикальном движении участвуют не только воздушные частицы, находящиеся на исходном уровне (в случае

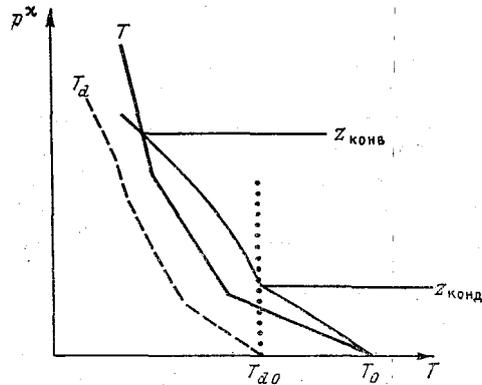


Рис. 5.2. Определение параметров конвекции по модели частицы.

термической конвекции — у земной поверхности, а в случае свободной конвекции — выше ее), но и во всем конвективно-неустойчивом слое (КНС). Так называется слой

воздуха, каждая из частиц которого, достигнув своего уровня конденсации, обладает положительной энергией неустойчивости относительно окружающего воздуха. Для определения параметров конвекции кривые состояния строятся не для всех частиц КНС, а для частицы, находящейся в середине этого слоя. При термической конвекции верхняя граница КНС определяется следующим образом (рис. 5.3). От точки излома кривой стратификации температуры с $\gamma \approx \gamma_a$ проводится изограмма до пересечения с кривой стратификации точки росы. Положение этой точки определяет верхнюю границу КНС. Аналогично поступают и в том случае, если слой с сухонеустойчивой стратификацией находится на некоторой высоте от подстилающей поверхности. Только за нижнюю границу КНС при-

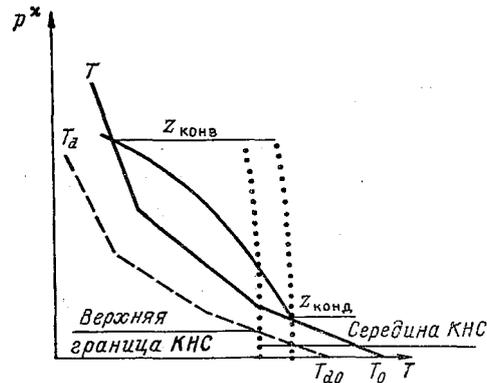


Рис. 5.3. Определение параметров конвекции по модели КНС.

нимается уровень, на котором стратификация от устойчивой перешла к сухонеустойчивой или сухобезразличной. Опыт определения параметров конвекции с использованием модели КНС показывает, что расчетные значения в меньшей степени отличаются от реальных по сравнению с расчетами по методу частицы.

Влияние неадиабатичности на интенсивность вертикальных конвективных движений, а следовательно, и на параметры конвекции может быть оценено путем учета вовлечения в конвективно поднимающуюся массу воздуха ненасыщенного и более холодного окружающего воздуха. Вовлечение появляется за счет турбулентного обмена на границах поднимающегося объема и разрежения, создающегося вследствие его быстрого подъема.

При вовлечении ненасыщенного воздуха происходит испарение части облачных капель, находящихся в поднимающемся объеме и, как следствие этого процесса, некоторое дополнительное его охлаждение. Величина такого охлаждения будет тем больше, чем больше отношение массы вовлеченного окружающего воздуха к массе поднимающегося воздуха и чем больше отличается их влагосодержание. Такое дополнительное охлаждение, вызывающее смещение влажноадиабатической части кривой состояния в сторону более низких температур (на бланке аэрологической диаграммы — влево), может быть рассчитано. Так, например, по И. А. Славину дополнительное охлаждение воздуха ΔT при подъеме его от уровня конденсации на Δp гПа равно:

$$\Delta T = 2,5\varepsilon \Delta p \frac{\bar{q}_i - \bar{q}_e}{1 + 0,18q_i}, \quad (5.12)$$

где \bar{q}_i — среднее значение массовой доли водяного пара в поднимающемся воздухе, в слое Δp ; \bar{q}_e — среднее значение массовой доли водяного пара в окружающем воздухе, в слое Δp ; ε — барический показатель вовлечения — масса окружающего ненасыщенного воздуха, присоединяющаяся к единице массы конвективно поднимающегося на 1 гПа насыщенного (облачного) воздуха.

Величина ε зависит в первую очередь от интенсивности конвекции, т. е. от энергии неустойчивости, которая пропорциональна, в соответствии с формулой (5.7), разности температур поднимающегося и окружающего воздуха. Вид этой эмпирической зависимости приведен на рис. 5.4.

Учет вовлечения, приводящий к сдвигу кривой состояния конвективно поднимающегося воздуха в область более низких температур, уменьшает энергию неустойчивости и ускорение конвекции, понижает уровень конвекции, что приводит к лучшему согласию модельных расчетов с результатами наблюдений.

Интенсивность развития конвективных вертикальных движений определяется в основном стратификацией температуры. Изменения стратификации в пограничном слое над сушей зависят

главным образом от изменений температуры воздуха у земной поверхности. Поэтому максимум развития термической конвекции над сушей отмечается в годовом ходе летом, а в суточном — днем, в послеполуденные часы. Зимой и ночью, когда преобладает устойчивая стратификация, термическая конвекция развита слабо.

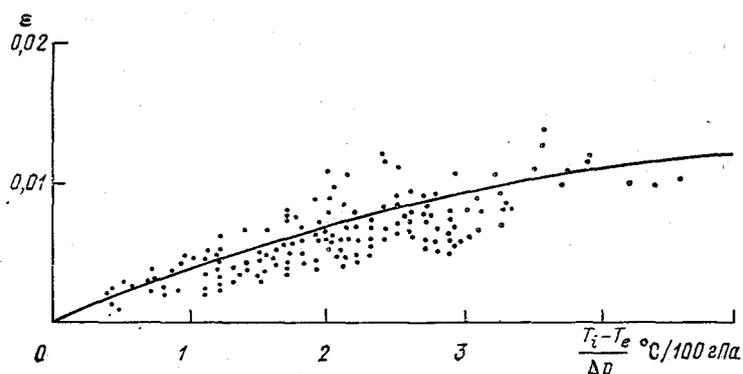


Рис. 5.4. Эмпирическая зависимость показателя вовлечения от разности температуры конвективно поднимающегося и окружающего воздуха. По И. А. Славину.

Над морем годовой и суточный ход интенсивности конвективных вертикальных движений отличен от годового и суточного хода, характерного для суши. Максимум развития конвективных вертикальных движений отмечается осенью, когда температура морской воды наиболее высокая. В суточном ходе максимум развития конвекции наблюдается в ночные часы. Это связано с тем, что в течение суток температура поверхностных вод практически не меняется, а ночью, за счет активного выхолаживания верхней части пограничного слоя с высокой влажностью, увеличивается неустойчивость стратификации температуры (рис. 5.5).

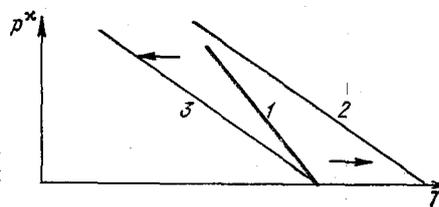


Рис. 5.5. Изменение стратификации температуры в пограничном слое от исходного состояния (1) к моментам максимального развития конвекции над сушей (2) и над морем (3).

Свободная и вынужденная конвекция отчетливо выраженного суточного хода не имеют. Чаще всего эти виды конвективных вертикальных движений развиваются в областях пониженного давления. Конвергенция трения в циклонах и ложбинах приводит к возникновению упорядоченных восходящих движений, усили-

вающихся с высотой, чаще всего до середины тропосферы. Адиабатическое охлаждение поднимающегося воздуха, которое тем значительнее, чем больше вертикальная скорость, достигает максимальных значений обычно в средней тропосфере. Это приводит к увеличению вертикального градиента температуры, который может стать сухо- или влажноадиабатическим. При этом подъем воздуха в системе упорядоченных вертикальных движений, при влажнонеустойчивой стратификации, может привести к понижению температуры до точки росы. Выделение тепла конденсации стимулирует развитие вынужденной конвекции.

5.3. Упорядоченные вертикальные движения

Упорядоченные вертикальные движения, как уже указывалось, возникают в основном под действием сил трения и нестационарно-

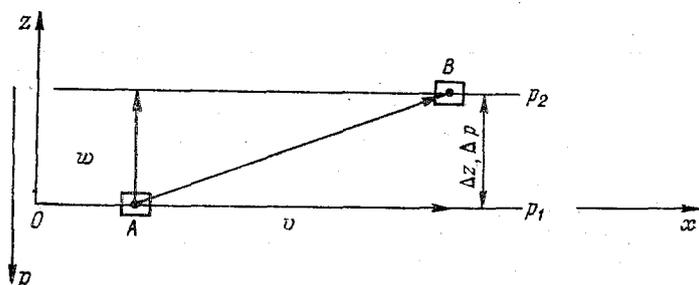


Рис. 5.6. К объяснению понятия скорости вертикальных движений в изобарической системе координат.

AB — вектор скорости перемещения воздушной частицы; v — горизонтальная составляющая этого вектора (скорость ветра); w — вертикальная составляющая этого вектора (вертикальная скорость в прямоугольной системе координат); Δz — расстояние между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 , $\Delta p = p_1 - p_2$.

сти атмосферных движений. Первый фактор является основным при формировании поля упорядоченных вертикальных движений в пограничном слое атмосферы, а второй — в свободной атмосфере при наличии соответствующих условий, приводящих к нарушению стационарности полей давления и ветра, и совместно с первым в зоне разделов между воздушными массами (фронтов).

При расчетах скорости упорядоченных вертикальных движений чаще пользуются не вертикальной скоростью в прямоугольной системе координат $w = dz/dt$, а ее барическим аналогом $\tau = dp/dt$, т. е. вертикальной скоростью в изобарической системе координат. Величина τ представляет собой изменение давления во времени в перемещающейся воздушной частице при ее переходе с одной изобарической поверхности на другую (рис. 5.6). Перемещаясь из точки A в точку B за единицу времени, частица участвует в движении как в горизонтальном, так и вертикальном направлении

с соответствующими скоростями v и w . При этом давление в частице за счет перемещения по вертикали на Δz изменится на Δp . Поэтому величина Δp может явиться мерой перемещения воздушной частицы по вертикали, т. е. характеризовать вертикальную скорость.

Поскольку оси OX и OP имеют противоположное направление, то w и τ имеют обратные знаки. Поэтому при восходящих вертикальных движениях $\tau < 0$, а при нисходящих $\tau > 0$.

Приближенное соотношение между w и τ можно получить, дифференцируя уравнение статики в виде

$$dp = -\rho g dz \quad (5.13)$$

по времени, полагая $\rho = \text{const}$. Тогда получим

$$dp/dt = \tau = -\rho g w = a w. \quad (5.14)$$

В практике работы Гидрометцентра СССР строятся карты скоростей упорядоченных вертикальных движений на главных изобарических поверхностях. Единицей измерения является гПа/12 ч. Для того чтобы составить представление о том, какому вертикальному перемещению по вертикали и какой скорости в прямоугольной системе координат соответствует такое изменение давления в перемещающейся по вертикали частице, полезно ознакомиться с данными табл. 5.1.

Таблица 5.1

Коэффициенты перехода от τ к w и от w к τ

Изобарическая поверхность, гПа	$w \rightarrow \tau$		$\tau \rightarrow w$	
	см/с \rightarrow гПа/12 ч	м/12 ч \rightarrow гПа/12 ч	гПа/12 ч \rightarrow см/с	гПа/12 ч \rightarrow м/12 ч
850	-48,0	-0,111	-0,021	-9,0
700	-40,0	-0,094	-0,025	-10,7
500	-31,6	-0,073	-0,032	-13,8
300	-20,0	-0,046	-0,050	-21,5

Для расчета скоростей упорядоченных вертикальных движений имеется несколько способов, основанных на разных моделях связи этих движений с параметрами метеорологических полей характеристики которых измеряются.

Скорость упорядоченных вертикальных движений в момент производства наблюдений в принципе может быть определена на основе использования уравнения неразрывности. Запишем его в изобарической системе координат

$$di/dx + \partial v/\partial y + \partial \tau/\partial p = 0. \quad (5.15)$$

Интегрируя уравнение (5.15) по p в пределах от p_1 до p_2 , получим

$$\tau_{p_2} - \tau_{p_1} = \int_{p_2}^{p_1} (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) dp = (p_1 - p_2) \overline{D}_{p_1}^{p_2}, \quad (5.16)$$

где $\overline{D}_{p_1}^{p_2}$ — среднее значение дивергенции скорости ветра в слое между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 ; τ_{p_2} и τ_{p_1} — скорости вертикальных движений вблизи тех же изобарических поверхностей.

Формула (5.16) позволяет рассчитать не значение вертикальных скоростей на изобарических поверхностях p_1 и p_2 , а только их разность. Причем это разность может иметь один и тот же знак как при восходящих, так и при нисходящих вертикальных движениях в слое между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 . Например, можно представить себе, что на обеих изобарических поверхностях отмечаются восходящие вертикальные движения ($\tau < 0$), но на изобарической поверхности p_2 скорость их (τ_{p_2}) меньше, чем на изобарической поверхности p_1 (τ_{p_1}). Тогда разность $\tau_{p_2} - \tau_{p_1} > 0$. В другом случае на обеих изобарических поверхностях будут нисходящие вертикальные движения ($\tau > 0$), но на изобарической поверхности p_2 их скорость (τ_{p_2}) больше, чем на изобарической поверхности p_1 (τ_{p_1}) и разность вертикальных скоростей $\tau_{p_2} - \tau_{p_1}$ тоже будет положительной. Таким образом, знак средней в слое дивергенции не может дать указания на знак вертикальной скорости в этом слое.

Если каким-то образом задать величину и знак вертикальной скорости на одной из изобарических поверхностей, то можно рассчитать вертикальную скорость на другой. Проще всего принять за нижнюю изобарическую поверхность, находящуюся на уровне Земли. Естественно считать, что на этом уровне $\tau_{p_1} = 0$. Тогда формула (5.16) преобразуется следующим образом:

$$\tau_p = (p_0 - p) \overline{D}_{p_0}^p, \quad (5.17)$$

где τ_p — вертикальная скорость вблизи изобарической поверхности p ; p_0 — давление на уровне Земли; $\overline{D}_{p_0}^p$ — среднее значение дивергенции скорости ветра от поверхности Земли до изобарической поверхности p .

Если определять τ в гПа/12 ч, дивергенцию на изобарических поверхностях в м/с на 1000 км расстояния и считать, что дивергенция, рассчитанная по приземному ветру, равна дивергенции на изобарической поверхности 1000 гПа, то можно из (5.16) и (5.17) получить такие рабочие формулы для расчета мгновенной

скорости вертикальных движений на главных изобарических поверхностях:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= 3,2 (D_{1000} + D_{850}), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} + 3,2 (D_{850} + D_{700}), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} + 4,3 (D_{700} + D_{500}).\end{aligned}\quad (5.18)$$

Определенным преимуществом данного метода является физическая ясность модели, отсутствие необходимости учета влияния трения, так как используются данные о действительном ветре. Основным недостатком метода является то, что значение дивергенции является малой разностью больших величин. Для получения дивергенции с точностью до 10 % производные du/dx и dv/dy должны определяться с точностью до 1 %, что выходит за пределы точности наблюдений за ветром и расчетов самих производных. Поэтому при недостаточной освещенности района сведениями о ветре погрешности расчета дивергенции будут сопоставимы с самими ее значениями. В таких случаях возможны ошибки даже в знаке вертикальных движений.

Метод чаще всего используется при выполнении научных исследований с использованием данных учащенного зондирования атмосферы на сети станций с повышенной плотностью на территории района. В практике прогнозирования расчет выполняется в случае необходимости обычно не более чем для двух-трех пунктов.

В оперативной работе, в частности для прогноза количества осадков, нашел применение метод расчета поля скорости упорядоченных вертикальных движений, основанный на модели связи этого поля с полями приземного давления и геопотенциала. Он удобен в практической реализации, поскольку сведений о приземном давлении и геопотенциале существенно больше, чем данных о ветре. Кроме того, данные о давлении и геопотенциале имеют более высокую точность. Метод основан на совместном использовании уравнений движения без учета трения, уравнения неразрывности и формулы, описывающей вклад приземной дивергенции трения. При этом по существу решается задача описания дивергенции скорости в (5.16) через характеристики структуры полей давления и геопотенциала.

Запишем уравнения движения без учета трения в следующем виде:

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= -\frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial x} + lv, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial y} - lu.\end{aligned}\quad (5.19)$$

Продифференцируем первое уравнение системы (5.19) по y , а второе по x . После этого вычтем из второго уравнения первое. В результате получим

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = -l \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial l}{\partial x} + v \frac{\partial l}{\partial y} \right). \quad (5.20)$$

В левой части уравнения (5.20) стоит индивидуальная производная от вертикальной составляющей вихря скорости Ω_z . В геострофическом приближении, в соответствии с соотношением (4.42),

$$\Omega_z = \frac{9,8}{l} \nabla^2 H. \quad (5.21)$$

Опуская второй член правой части (5.20), в связи с тем, что он на порядок меньше остальных, и используя (5.21), перепишем (5.20) в следующем виде:

$$\frac{9,8}{l} \frac{dt}{dt} \nabla^2 H = -lD, \quad (5.22)$$

где $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ — дивергенция. Для осредненных в слое между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 значений дивергенции получим

$$\frac{9,8}{l^2} \left(\frac{d}{dt} \overline{\nabla^2 H} \right)_{p_1}^{p_2} = -\overline{D}_{p_1}^{p_2}. \quad (5.23)$$

Заменив в соотношении (5.16) осредненную дивергенцию левой частью уравнения (5.23), получим, что

$$\tau_{p_2} - \tau_{p_1} = -\frac{9,8}{l^2} (p_1 - p_2) \left(\frac{d}{dt} \overline{\nabla^2 H} \right)_{p_1}^{p_2}. \quad (5.24)$$

В формуле (5.24) можно заменить среднее значение лапласиана геопотенциала в слое между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 через полусумму лапласианов на этих изобарических поверхностях. Тогда окончательно получим

$$\tau_{p_2} - \tau_{p_1} = -\frac{9,8}{2l^2} \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_1} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_2} \right] (p_1 - p_2) \quad (5.25)$$

или

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} - \frac{9,8}{2l^2} \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_1} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_2} \right] (p_1 - p_2). \quad (5.26)$$

Для расчетов по формуле (5.26) необходимо знать величину и знак вертикальной скорости на нижней изобарической поверхности p_1 . Если, как и ранее, принять за изобарическую поверхность p_1 поверхность Земли, где давление p_0 , а $\tau_{p_1} = 0$, и считать, что $p_0 \approx 1000$ гПа, то вертикальная скорость на ближайшей главной изобарической поверхности 850 гПа, τ_{850} , возникшая за счет осо-

бенностей структуры барического поля в пограничном слое атмосферы, будет равна

$$\tau'_{850} = -\frac{9,8}{2l^2} \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{1000} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \right] (1000 - 850). \quad (5.27)$$

Теперь, если учесть, что барический рельеф, описываемый изобарическими поверхностями 1000 и 850 гПа, весьма схож, и считать, что его изменения во времени в смещающихся барических образованиях примерно одинаковы, то

$$\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \approx \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{1000}. \quad (5.28)$$

Учитывая, что $H_{1000} \approx 0,8(p_0 - 1000)$, где H_{1000} в гп. дам, можно записать, что

$$\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} \right) \approx \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{1000} \approx 0,8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right). \quad (5.29)$$

Таким образом, формула (5.27) может быть записана в следующем виде:

$$\tau'_{850} = -1,6 \frac{9,8}{2l^2} \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right) (1000 - 850) \quad (5.30)$$

или, полагая $l = \text{const}$,

$$\tau'_{850} = a_1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right) (1000 - 850). \quad (5.31)$$

Теперь следует учесть вертикальные движения, возникающие в пограничном слое за счет влияния сил трения. А. Ф. Дюбюком было показано, что на верхней границе слоя трения

$$w = a_2 \nabla^2 p_0, \quad (5.32)$$

где

$$a_2 = \frac{1}{2l_0} \sqrt{\frac{k}{\omega \sin \varphi}},$$

k — коэффициент турбулентности.

Если перейти в (5.32) от скорости в прямоугольной системе координат к скорости в изобарической системе, что, в частности, приведет к смене знака в (5.32), взяв средние для умеренных широт значения k , ρ , l , то получим, что

$$a_2 \approx a_1 = a.$$

Тогда

$$\tau_{850} = -a \left(\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right) (1000 - 850). \quad (5.33)$$

В окончательном виде рабочие формулы для расчета упорядоченных вертикальных движений в гПа/12 ч по полям приземного давления и геопотенциала имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= -3,5 \left(\nabla^2 p_0 + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} \right), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} \right), \\ \tau_{300} &= \tau_{500} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{300} \right),\end{aligned}\quad (5.34)$$

где H в гп. дам, а лапласианы рассчитываются по пятиточечной схеме с шагом 500 км по формулам:

$$\begin{aligned}\nabla^2 p &= p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0, \\ \nabla^2 H &= H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0.\end{aligned}$$

При расчете τ необходимо предварительно построить по картам АТ траектории воздушных частиц, перемещающихся в пункт, для которого производится расчет, к концу 12-часового промежутка времени. Каждая производная от лапласиана геопотенциала по времени определяется как разность между значением $\nabla^2 H$ в пункте расчета в конечный момент 12-часового интервала и значением $\nabla^2 H$ в начальной точке траектории в начальный момент этого интервала. Величина $\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$ определяется как разность между значением $\nabla^2 p_0$ в пункте расчета в конечный момент 12-часового промежутка времени и значением $\nabla^2 p_0$ в начальной точке траектории на поверхности 850 гПа в начальный момент времени.

Вертикальные скорости на промежуточных уровнях можно найти путем интерполяции между главными изобарическими поверхностями, для которых получены значения τ .

Внутри слоя трения значения вертикальной скорости на высоте h над поверхностью Земли τ_h можно рассчитать по формуле

$$\tau_h = b \tau_{850}, \quad (5.35)$$

где b — коэффициент со следующими значениями:

h м	0	100	200	300	400	500	600	700	>700
b	0,00	0,22	0,42	0,59	0,72	0,83	0,90	0,95	1,00

В нижней части пограничного слоя до высоты 300 м, где основная роль в развитии упорядоченных вертикальных движений принадлежит дивергенции трения, а роль нестационарности (член

$\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$) относительно невелика, для расчета упорядоченных вертикальных скоростей может быть использована приближенная формула

$$\tau_h \approx -0,7h\nabla^2 p_0, \quad (5.36)$$

где τ_h в гПа/12 ч, h — высота от земной поверхности в сотнях метров.

Результаты использования этого метода показывают, что в целом он дает удовлетворительную картину распределения восходящих и нисходящих упорядоченных движений воздуха. Он прост, легко алгоритмируется для расчетов на ЭВМ по результатам объективного анализа и прогноза полей давления и геопотенциала.

Формулы (5.34) номографированы. Практические приемы использования таких номограмм и некоторые детали расчетов упорядоченных вертикальных движений изложены в Руководстве по КПП.

Другим, широко применяемым на практике, является способ расчета упорядоченных вертикальных движений, основанный на модели связи поля этих движений с полями давления (геопотенциала), ветра и температуры. Эта модель описывается системой уравнений гидротермодинамики в квазигеострофическом приближении, состоящей из уравнений движения, статики и притока тепла в адиабатическом варианте.

В результате интегрирования этой системы получается следующее выражение для расчета скорости упорядоченных вертикальных движений:

$$\tau_{\xi} = a_{\xi}^2 \frac{g}{l} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial \xi} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial \xi} \right) - a_{\xi}^2 \frac{\partial H^2}{\partial \xi \partial t}, \quad (5.37)$$

где

$$\xi = p/p_0 \quad (p_0 \approx 1000 \text{ гПа}); \quad a = gp_0/(m^2 l^2);$$

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

— параметр термической устойчивости атмосферы.

В результате расчета по формуле (5.37) получают мгновенные значения вертикальной скорости, которые затем пересчитываются в гПа/12 ч и наносятся на диагностические и прогностические (на 24 и 36 ч) карты. Эти карты передаются по факсимильным каналам связи в прогностические подразделения, где они используются для качественной оценки эволюции барических образований, а также для расчета стратификации температуры, точки росы и количества обложных осадков.

Рассчитанные по формуле (5.37) упорядоченные вертикальные движения хорошо согласуются с представлениями об их связи со

структурой барического поля и положением зон осадков (рис. 5.7). Восходящие упорядоченные вертикальные движения диагностиру-

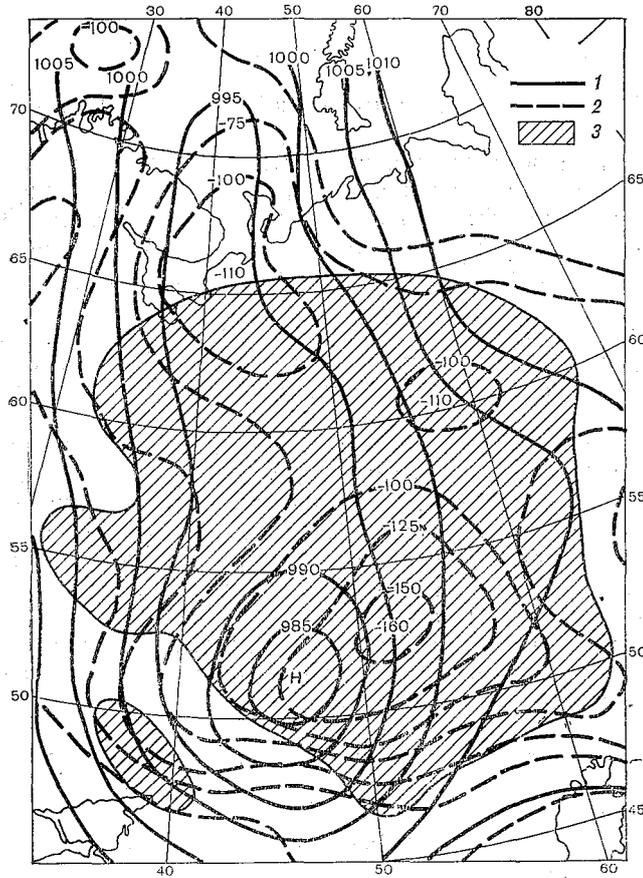


Рис. 5.7. Распределение скоростей упорядоченных вертикальных движений на изобарической поверхности 850 гПа и положение зоны осадков на приземной карте погоды. 06 ч 7 февраля 1971 г.

1 — изогипсы ΔT_{850} ; 2 — изолинии t , гПа/12 ч; 3 — зона осадков.

ются в циклонах и ложбинах, а нисходящие — в антициклонах и гребнях.

Определенные возможности для расчета скорости упорядоченных вертикальных движений предоставляет уравнение первого начала термодинамики в адиабатическом приближении

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{A}{\rho} \frac{dp}{dt} = 0. \quad (5.38)$$

В соответствии с уравнением (5.38) запишем, что

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{A}{c_p \rho} \frac{dp}{dt}. \quad (5.39)$$

Так как

$$dp/dt = \tau \approx -\rho g w, \quad (5.40)$$

то

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = -w \frac{\partial T}{\partial z} - w \frac{A_g}{c_p} = -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{A_g}{c_p} \right). \quad (5.41)$$

Учитывая, что $A_g/c_p = \gamma_a$, а $-\partial T/\partial z = \gamma$, получим, что

$$w = -\frac{1}{\gamma_a - \gamma} \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right). \quad (5.42)$$

Сделав обратную замену w на τ через (5.40), получим, что

$$\tau = \frac{g p}{RT} \cdot \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma_a - \gamma}, \quad (5.43)$$

где γ_a может быть или сухоадиабатическим или влажноадиабатическим градиентом в зависимости от того, насыщен или не насыщен воздух водяным паром.

Расчеты по формуле (5.43) требуют большой точности в определении локальных $(\partial T/\partial t)$ и адвективных $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$ изменений температуры и особенно разности $(\gamma_a - \gamma)$. При γ близком к γ_a результаты становятся ненадежными. Формулу (5.43) можно использовать для выборочной оценки знака и модуля скорости упорядоченных вертикальных движений в свободной атмосфере.

Из рассмотренных методов расчета скорости упорядоченных вертикальных движений в оперативной работе используются способы расчета по формулам (5.34) и (5.37), т. е. по барическому полю и по системе уравнений гидротермодинамики. Поэтому представляет интерес сопоставление результатов, полученных этими способами (табл. 5.2).

Данные табл. 5.2 показывают, что скорости вертикальных движений, определенные по барическому полю, существенно больше, чем по формуле (5.37). Предпочтительность того или иного способа расчета может быть установлена по результатам использования расчетных данных при оценке, например, факта и количества осадков или при восстановлении стратификации температуры.

Из данных табл. 5.3 следует, что, во-первых, учет упорядоченных вертикальных движений, рассчитанных по обеим формулам, уменьшает ошибки восстановления стратификации температуры и, во-вторых, использование метода расчета, основанного на исполь-

Таблица 5.2

Вертикальные скорости (гПа/12 ч), вычисленные по формулам (5.37) и (5.34). Москва

Изобарическая поверхность, гПа	15 X 1965 0—12 ч СГВ		20 X 1965 0—12 ч СГВ		5—6 V 1965 12—0 ч СГВ		8—9 V 1965 12—0 ч СГВ	
	(5.37)	(5.34)	(5.37)	(5.34)	(5.37)	(5.34)	(5.37)	(5.34)
850	16,2	22,5	-32,5	-54,6	-0,5	-7,8	0,3	-11,3
700	18,7	36,2	-35,6	-78,2	-0,3	-2,6	9,2	-15,0
500	21,2	36,7	-39,0	-89,4	-0,1	18,6	18,3	-17,6
300	9,5	17,5	-7,0	-46,1	14,7	92,0	-0,5	-65,2

зовании системы уравнений гидротермодинамики (5.37), в этих целях дает лучшие результаты.

Расхождения в результатах расчетов скоростей упорядоченных вертикальных движений по формулам (5.34) и (5.37) по про-

Таблица 5.3

Средние абсолютные (a) и относительные (ϵ) ошибки расчета диагностических значений температуры по формулам (5.37) и (5.34) для центральных районов европейской части СССР (по 27 случаям)

Изобарическая поверхность, гПа	a_1	ϵ_1	a_2		ϵ_2	
			(5.37)	(5.34)	(5.37)	(5.34)
850	1,32	0,80	1,09	1,08	0,60	0,60
500	1,45	0,81	0,97	1,09	0,60	0,88
300	1,45	0,65	1,31	2,14	0,59	0,96

Примечание. a_1 и ϵ_1 — средняя абсолютная и относительная ошибки расчета температуры без учета вертикальных движений; a_2 и ϵ_2 — средняя абсолютная и относительная ошибки расчета температуры с учетом вертикальных движений по формулам (5.37) и (5.34).

гностическим картам приземного давления и геопотенциала на 24 и 36 ч оказываются более значительными, чем при диагностических расчетах по картам текущей погоды. Так, по данным А. А. Акулиничевой и Н. Н. Федоровой, знаки вертикальных движений вблизи изобарической поверхности 850 гПа, рассчитанные двумя способами, совпадают в зависимости от синоптического положения лишь в 61—68 % случаев.

В районах со сложным рельефом следует учитывать составляющую вертикальной скорости, обусловленную перемещением воз-

духа по склону, $\tau_{ор}$. Если рассчитывать τ в гПа/12 ч, а геопотенциал измерять в гп. дам, то

$$\tau_{ор} = -3,8 \cdot 10^3 \left(\frac{\partial N}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\partial N}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial x} \right), \quad (5.44)$$

где h — высота горы в километрах.

При оценках орографической составляющей скорости упорядоченных вертикальных движений существенное значение имеет способ конечно-разностной аппроксимации производных. Необходимо, чтобы они отражали интегральное влияние рельефа на процессы синоптического масштаба, отфильтровывая мелко-масштабные возмущения.¹

Даже для такой, сравнительно слабопересеченной местности, какой являются северо-западные районы европейской части СССР, орографические упорядоченные вертикальные движения при определенных направлениях ветра могут иметь довольно большие значения (рис. 5.8). В результате возможно возникновение локальных особенностей в образовании орографических туманов, облачности, осадков, конвективных явлений.

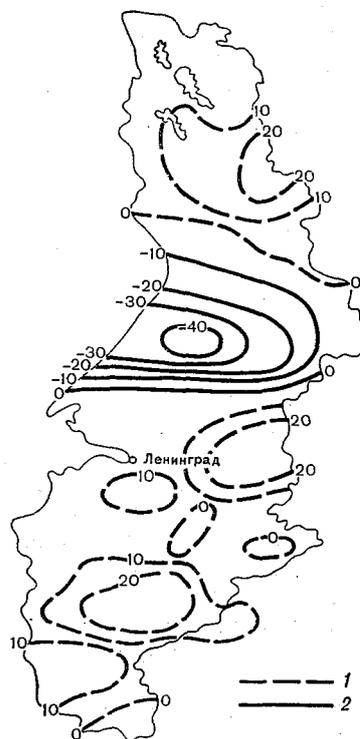


Рис. 5.8. Распределение орографических вертикальных движений (гПа/12 ч) при южных ветрах со скоростью 10 м/с. По И. Н. Русину.

1 — нисходящие движения, 2 — восходящие движения.

ГЛАВА 6. ПОЛЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

6.1. Географические и сезонные особенности поля температуры

Основным материалом для синоптического анализа поля температуры у поверхности Земли и на высотах служат приземные карты погоды, карты абсолютной и относительной топографии,

¹ Более детально этот вопрос рассматривается в курсе «Региональные синоптические процессы и прогнозы».

данные вертикального зондирования атмосферы. На приземную карту погоды наносят значения температуры в единый срок наблюдения на уровне психрометрической будки (2 м), а на карту АТ — на уровне изобарической поверхности, для которой эта карта составлена. Карты ОТ, построенные по данным о толщинах слоев между выбранными изобарическими поверхностями, дают однозначное представление о распределении средней температуры этих слоев, поскольку последняя прямо пропорциональна вертикальной мощности слоя между изобарическими поверхностями. В службе погоды СССР принята к постоянному использованию только карта OT_{1000}^{500} , для которой, напомним (см. гл. 2),

$$H_{1000}^{500} \approx 2T_m,$$

где H_{1000}^{500} в гп. дам, а T_m — средняя температура слоя между изобарическими поверхностями 1000 и 500 гПа в °С.

Поле изотерм на приземных картах погоды, а также на картах АТ нижней половины тропосферы имеет более сложную структуру, чем поле давления. Это связано с влиянием рельефа, локальными особенностями теплообмена воздуха с подстилающей поверхностью, с влиянием облачного покрова и другими факторами. Такая мелкомасштабность полей температуры, построенных по срочным наблюдениям, затрудняет выявление их основных макромасштабных особенностей, на фоне которых развиваются конкретные синоптические процессы. Поэтому рассмотрим эти особенности на основе анализа многолетних характеристик распределения температуры.

Поле температуры у поверхности Земли формируется в основном под влиянием притока солнечной радиации и термической неоднородности подстилающей поверхности.

Влияние первого фактора можно оценить, если рассмотреть результаты расчетов температуры лучистого равновесия (табл. 6.1), определение которой производилось при следующих условиях:

Таблица 6.1

Средние широтные (годовые) значения температуры воздуха у земной поверхности для условий лучистого равновесия и фактическая температура (°С)

Температура	Широта (северная), ... °										$T_{\text{с}} - T_{\text{ф}}$
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	
При лучистом равновесии	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44	83
Действительная	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22	48
Разность	-13	-9	-7	-2	6	12	19	23	23	22	

- атмосфера получает тепло только в виде лучистой энергии Солнца и поверхности Земли;
- атмосфера неподвижна;
- водяной пар распределен в атмосфере равномерно;
- суша и вода на земной поверхности распределены равномерно, течения в океане отсутствуют.

Очевидно, что при этих условиях значение температуры на каждой широте определяется состоянием лучистого равновесия, т. е. равенством приходящей и уходящей лучистой энергии.

Сравнение распределения фактической температуры и температуры лучистого равновесия показывает, что влияние зонального распределения притекающей солнечной радиации направлено на увеличение разности температур между экватором и полюсом до величины, соответствующей лучистому равновесию. Межширотный и вертикальный воздухообмен, перенос тепла океаническими течениями и влияние облачности, изменяющей альбедо и условия поглощения солнечной радиации, уменьшают эту разность более чем на 40 % и поддерживают ее в некоторых более или менее определенных для каждого сезона пределах.

Данные табл. 6.2 показывают, что разность температур между экватором и полюсом изменяется от сезона к сезону. Происходит

Таблица 6.2

Разность температур между экватором и полюсом

Полушарие	Январь	Июль
Северное	61	27
Южное	39	76

это потому, что значительно изменяется количество тепла, притекающего к полюсам, в то время как приток тепла к экваториальной зоне в течение всего года остается почти постоянным. В среднем зимой разность температур почти вдвое больше, чем летом. В связи с этим интенсивность зональной циркуляции летом значительно меньше, чем зимой, и в северном полушарии меньше, чем в южном.

Неоднородность термических свойств подстилающей поверхности определяет различие в проявлении основных механизмов, обеспечивающих теплообмен между ней и атмосферой. Соответственно различными оказываются и потоки тепла от подстилающей поверхности к атмосфере и температура воздуха.

На формирование поля температуры в планетарных масштабах наиболее существенное влияние оказывают различия термических свойств материков и океанов. Материки имеют небольшие тепло-

емкость и теплопроводность; годовые колебания температуры проникают здесь на глубину не более 20—30 м. Летом материи умеренных широт сильно прогреваются, но приобретаемые ими запасы тепла невелики, поэтому зимой они столь же сильно охлаждаются. Океаны, наоборот, обладают большими теплоемкостью и теплопроводностью; под влиянием турбулентного перемешивания годовые колебания температуры проникают на глубину 200—300 м. В теплую половину года в этом слое накапливается большой запас тепла, его хватает, чтобы сохранить относительно высокую температуру и в зимнее время. Вследствие указанных причин в умеренных широтах в летнее время материи значительно теплее океанов, зимой наоборот.

Из-за неоднородности подстилающей поверхности понижение температуры от экватора к полюсу происходит неодинаково на разных меридианах и строение даже среднего многолетнего поля температуры не является зональным. На рис. 6.1 и 6.2 показано распределение многолетней средней месячной температуры воздуха, приведенной к уровню моря, в январе и июле. Как видно из рисунков, изотермы значительно возмущены, они проходят волнообразно, огибая ложбины и очаги холода, гребни и очаги тепла.

Механизм волнообразного возмущения поля температуры легко понять из схемы, изображенной на рис. 6.3а. Поверхность полушария расчленена на меридиональные полосы — материи и океаны. Температура материков и океанов понижается с юга на север, при этом зимой материи холоднее, чем океаны. В этом случае одна и та же изотерма над холодным участком, т. е. над материком, должна располагаться южнее, чем над теплым, т. е. над океаном. Так как атмосфера не неподвижна, а воздух тропосферы в умеренных широтах перемещается с запада на восток, то у восточного побережья материка образуется не разрыв изотерм, а их волновое возмущение. Чем больше контраст температуры, тем лучше выражена волна.

Контраст температуры в умеренных широтах значительно больше, чем в низких. Соответственно и волновой изгиб изотерм в умеренных широтах выражен более сильно, чем в низких. Вследствие этого над холодной поверхностью образуется сходящая изотерма, над теплой — расходящая. Как увидим далее, эта особенность структуры поля температуры имеет важное значение для циркуляции атмосферы, в частности для развития циклонической деятельности.

Наиболее низкую температуру в процессе трансформации в западном потоке зимой воздушная масса приобретает в восточной части материка (рис. 6.3б). Здесь и располагается в это время года ложбина холода. Перемещаясь дальше, с холодного материка на теплый океан с его большой теплоемкостью, воздушная масса вначале трансформируется очень быстро, так как разность

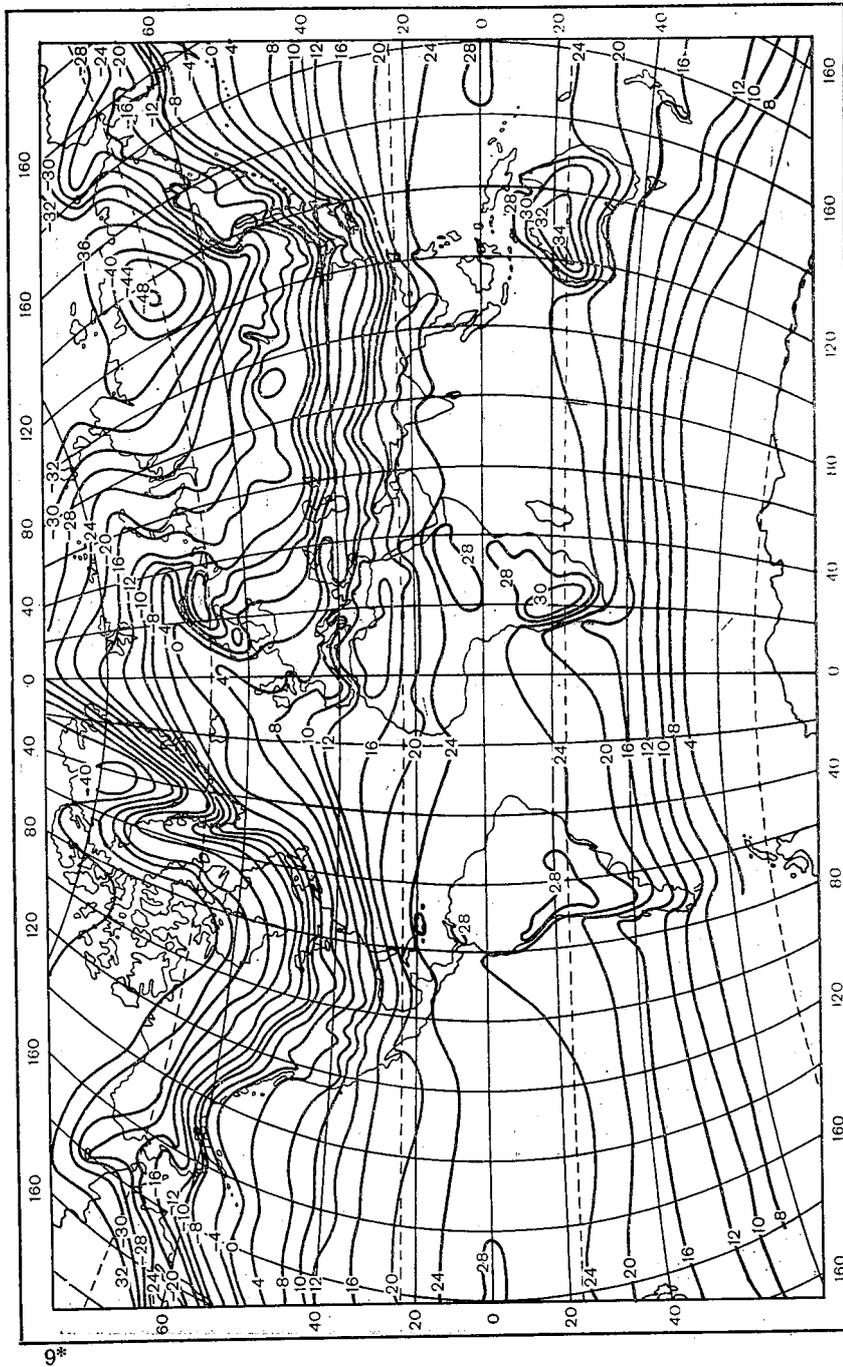


Рис. 6.1. Поле средней температуры воздуха на уровне моря в январе.

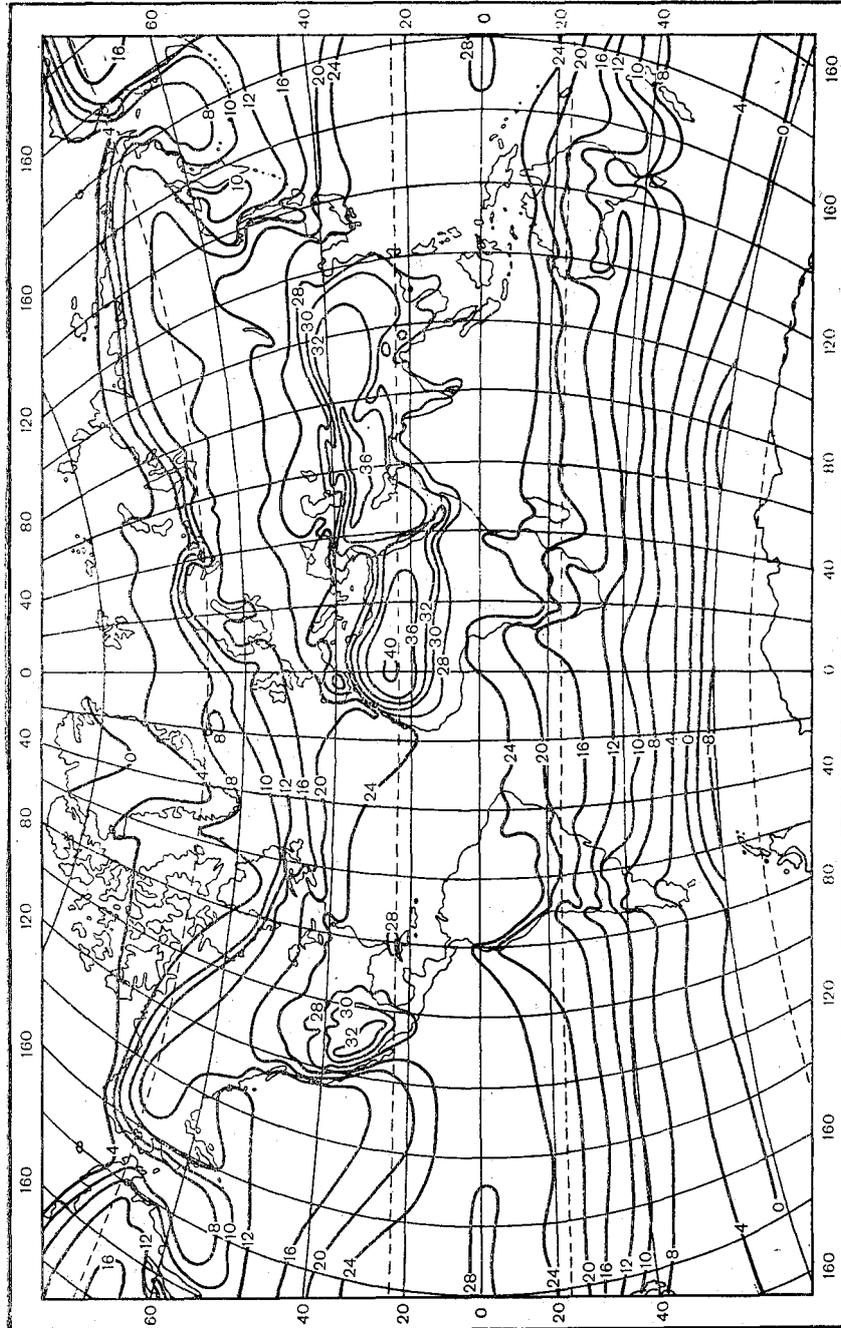


Рис. 6.2. Поле средней температуры воздуха на уровне моря в июле.

температур воды и воздуха очень велика, затем скорость трансформации постепенно уменьшается. Наиболее высокая температура достигается в восточных частях океанов, где и располагаются гребни тепла.

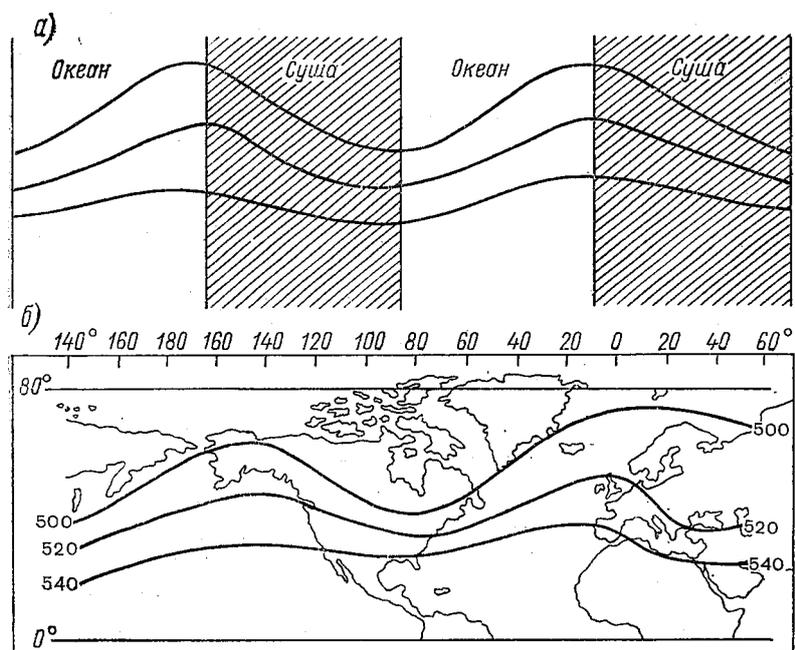


Рис. 6.3. Схема образования волнового возмущения изогипс OT_{1000}^{500} зимой.
По Х. П. Погосяну.

Летом разность температур между экватором и полюсами и между материками и океанами меньше, чем зимой. Соответственно меньше и контраст температуры между воздухом и подстилающей поверхностью, на которую он попадает. Трансформация воздуха протекает более медленно, поэтому и возмущение поля температуры меньше, чем зимой (см. рис. 6.2).

Характерные особенности распределения температуры по земной поверхности в основных чертах сохраняются и на более высоких уровнях тропосферы. На рис. 6.4 и 6.5 показаны средние карты OT_{1000}^{500} для зимы и лета. Возмущения изотерм средней температуры нижней половины тропосферы (изогипс OT_{1000}^{500}) по сравнению с изотермами на уровне моря более сглажены. Однако расположение основных ложбин и гребней аналогично приземному.

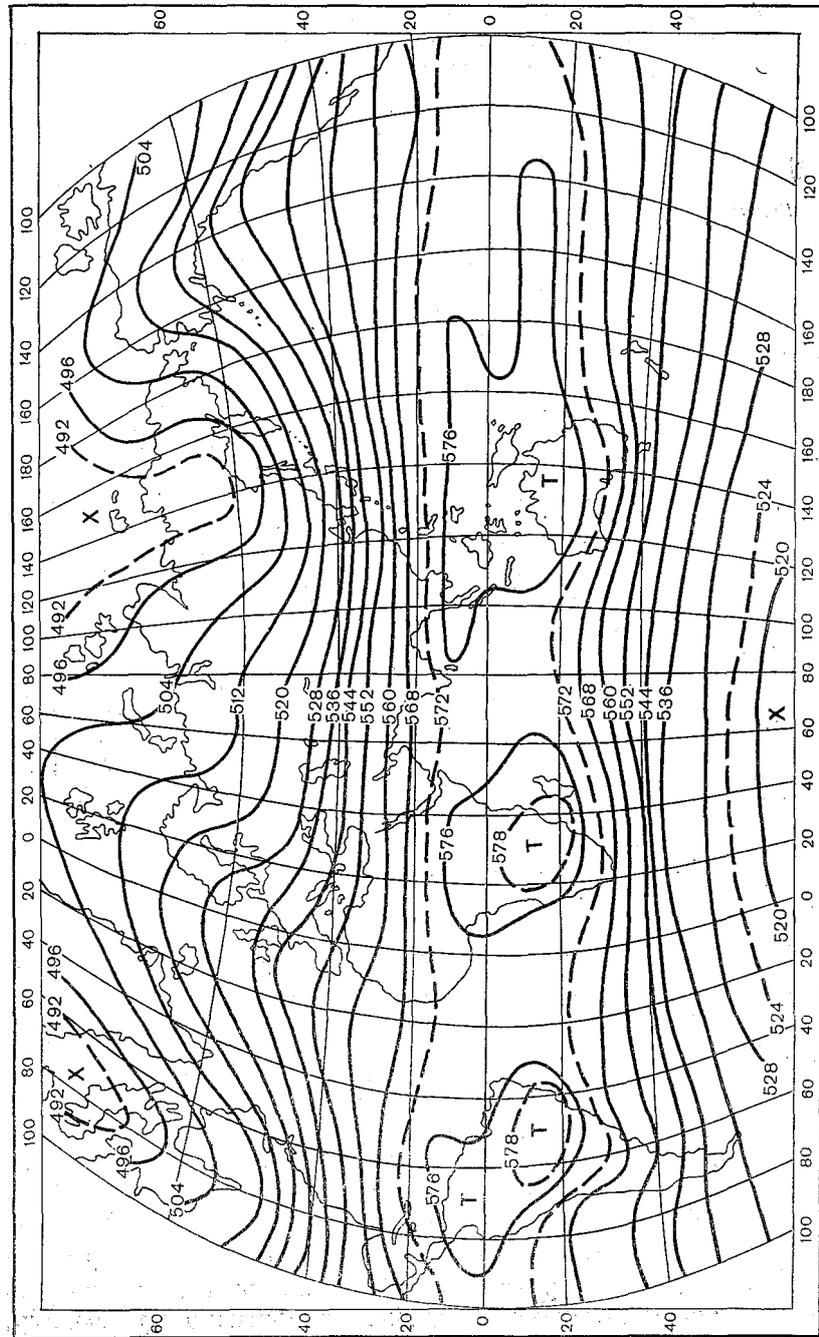


Рис. 6.4. Средняя карта σ_{1000}^{500} . Зима,

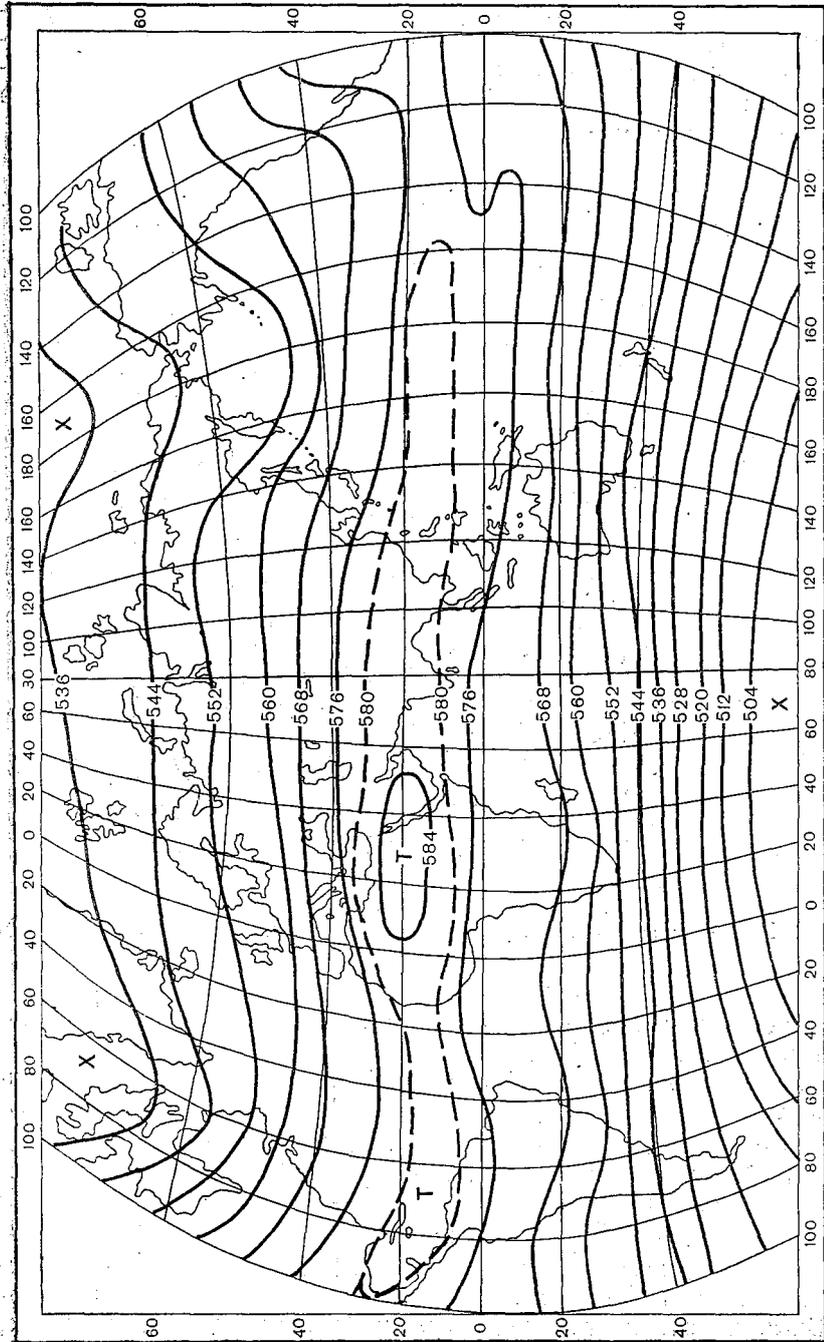


Рис. 6.5. Средняя карта $\overline{OT}_{1000}^{500}$. Лето.

Влияние подстилающей поверхности распространяется на верхнюю половину тропосферы и нижнюю стратосферу. На это указывает конфигурация изотерм на картах распределения температуры на уровне изобарической поверхности 300 гПа для января и июля (рис. 6.6 и 6.7).

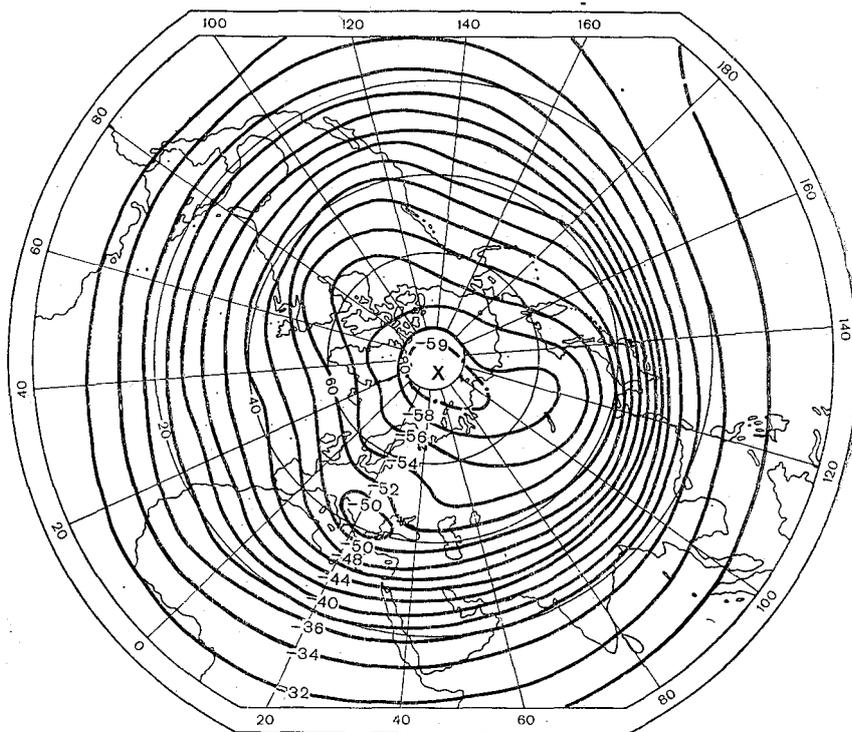
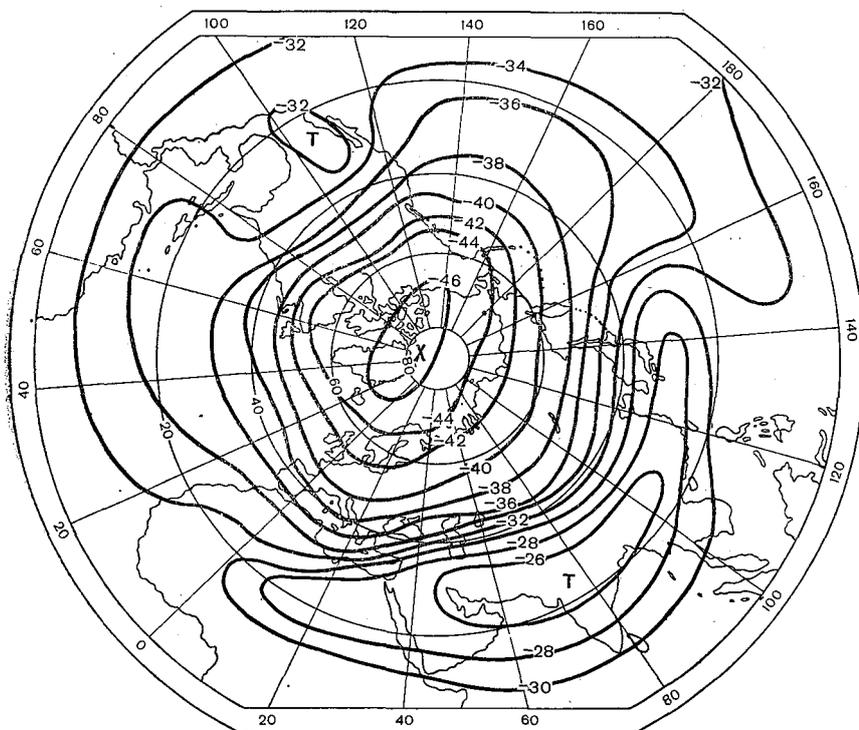


Рис. 6.6. Поле средней температуры на изобарической поверхности 300 гПа в январе.

Важной особенностью строения поля температуры в тропосфере обоих полушарий является неравномерность распределения значений горизонтальных градиентов температуры. Даже на средних картах OT_{1000}^{500} , приведенных на рис. 6.4 и 6.5, можно обнаружить по одной узкой зоне больших градиентов температуры, опоясывающей каждое полушарие. В северном полушарии зимой такая зона располагается на широтах 30—40°, летом — 35—45°. На ежедневных картах OT_{1000}^{500} обнаруживается по несколько зон максимальных градиентов температуры в каждом полушарии. Такие зоны называют *высотными фронтальными зонами (ВФЗ)*. Отдельные ВФЗ, переходя одна в другую и опоясывая все полушарие,

образуют системы ВФЗ, которые называют *планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ)*.

С ВФЗ связаны зоны больших скоростей ветра — струйные течения, а в тропосфере умеренных и высоких широт — узкие пе-



Фиг. 6.7. Поле средней температуры на изобарической поверхности 300 гПа в июле.

редные зоны между воздушными массами с различными свойствами (фронты). В области ВФЗ возникают и развиваются циклоны.

Поле температуры стратосферы (особенно средней и верхней) формируется главным образом под влиянием процессов лучистого теплообмена. Поэтому температура воздуха в любой точке стратосферы зависит не только от высоты Солнца, но и от концентрации поглощающих компонентов. Важнейшей поглощающей субстанцией в стратосфере является *озон*. Несмотря на малое его содержание в атмосфере (толщина слоя озона при нормальном давлении составляет около 5,5 мм), он определяет почти всю положительную часть радиационного баланса в слое 20—60 км. Озон

полностью поглощает энергию солнечного излучения в интервале длин волн 0,20—0,32 мкм, которая и создает основные теплозапасы стратосферы.

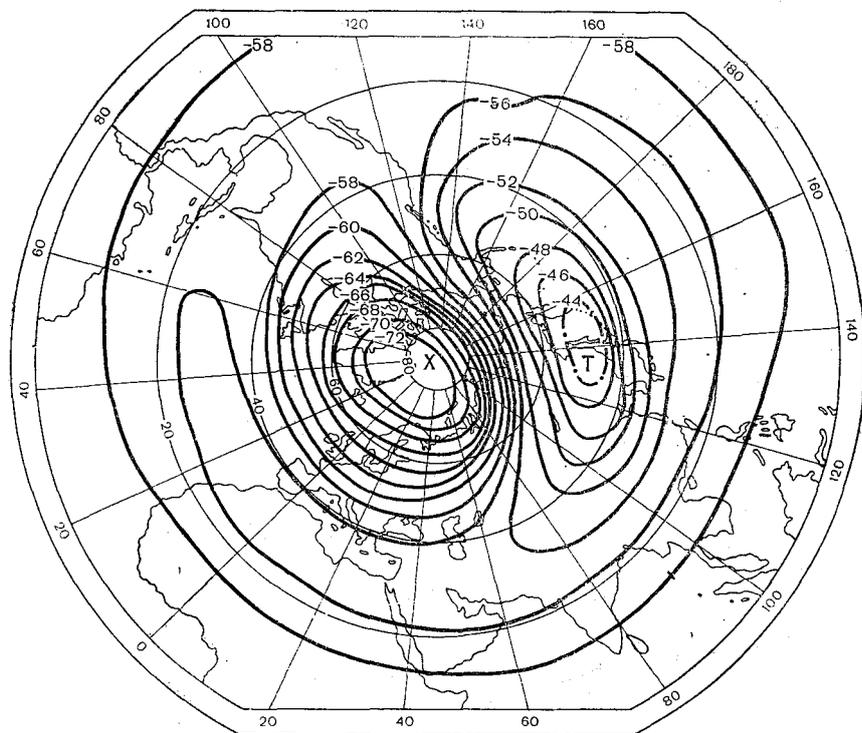


Рис. 6.8. Поле средней температуры на изобарической поверхности 30 гПа в январе.

Средний годовой минимум концентрации озона наблюдается у экватора, причем годового хода здесь практически нет. В высоких и умеренных широтах в среднем за год концентрация озона выше, но с большими сезонными колебаниями: максимум содержания озона весной, а минимум во второй половине года. В приполюсных районах зимой, где до больших высот атмосфера не освещается Солнцем, наблюдается минимум содержания озона.

Зимой в нижней стратосфере имеются две области холода: одна в приполюсном районе, а другая в приэкваториальной зоне. Приэкваториальная область холода в верхней тропосфере и нижней стратосфере над северным полушарием существует весь год и занимает по вертикали слой 10—12 км. Она возникает в результате интенсивного конвективного перемешивания воздуха в тро-

носфере тропических широт. С высотой в стратосфере область тепла умеренных широт постепенно смещается в более низкие широты, что отчетливо обнаруживается при сравнении карт рас-

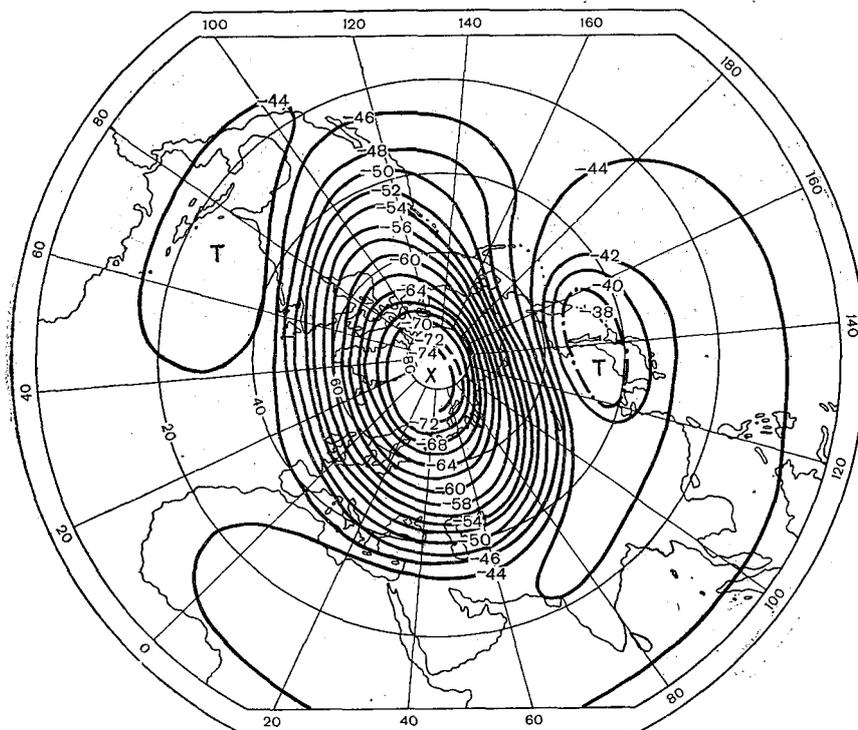


Рис. 6.9. Поле средней температуры на изобарической поверхности 10 гПа в январе.

пределения температуры на изобарических поверхностях 30 и 10 гПа (рис. 6.8 и 6.9).

Таким образом, если в тропосфере зимой средний горизонтальный градиент температуры направлен от экватора к полюсу, то в нижней половине стратосферы горизонтальный градиент температуры направлен от умеренных широт к полюсу и экватору. В верхней части стратосферы (выше 30—35 км) горизонтальный градиент температуры направлен от экватора к полюсу. Схематически распределение областей тепла и холода, а также направления горизонтальных градиентов температуры в тропосфере, нижней и средней стратосфере зимой приведены в левой части рис. 6.12.

С наступлением полярного дня начинается активный процесс озонобразования и интенсивный прогрев полярной стратосферы,

в результате чего в теплом полугодии (в северном полушарии с апреля по сентябрь) в высоких широтах располагается область тепла с максимумом температуры (до 12°C) на верхней границе стратосферы (50—55 км). С появлением стратосферной полярной

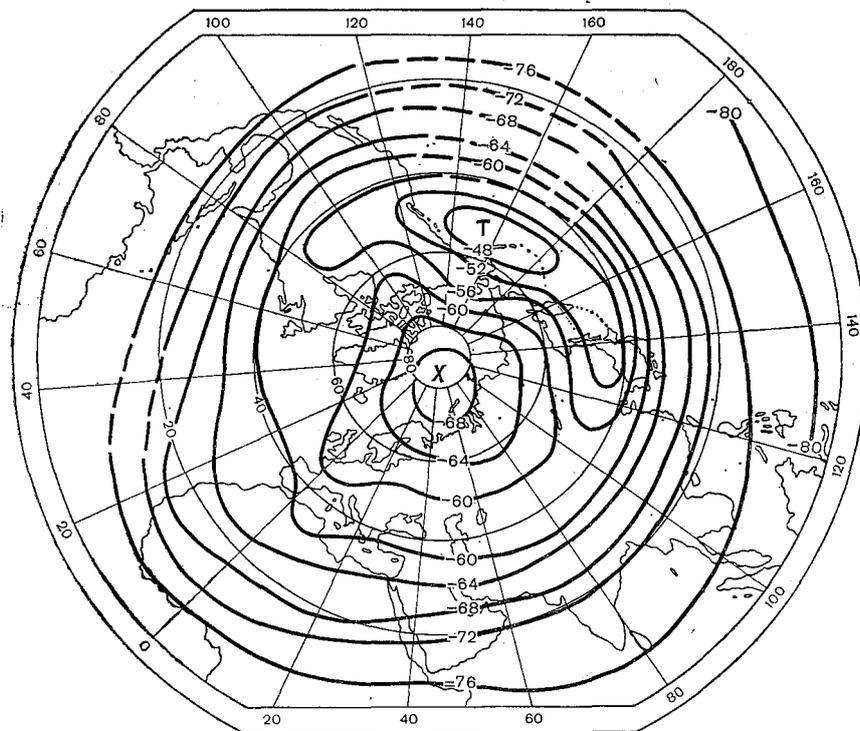


Рис. 6.10. Поле средней температуры на изобарической поверхности 100 гПа в июле.

области тепла горизонтальные градиенты температуры становятся направленными к экватору уже в нижней стратосфере. С высотой они возрастают, причем наиболее значительно в переходной зоне между тропическими и умеренными широтами. Все эти особенности распределения температуры летом хорошо иллюстрируют карты распределения температуры на изобарических поверхностях 100 и 30 гПа (рис. 6.10 и 6.11) и схема направлений меридиональных градиентов температуры (рис. 6.12).

По вертикальным профилям температуры воздуха, приведенным на рис. 2.5 можно проследить сезонные особенности распределения температуры воздуха в тропосфере и стратосфере и получить представление о распределении температуры в мезосфере и нижнем слое термосферы.

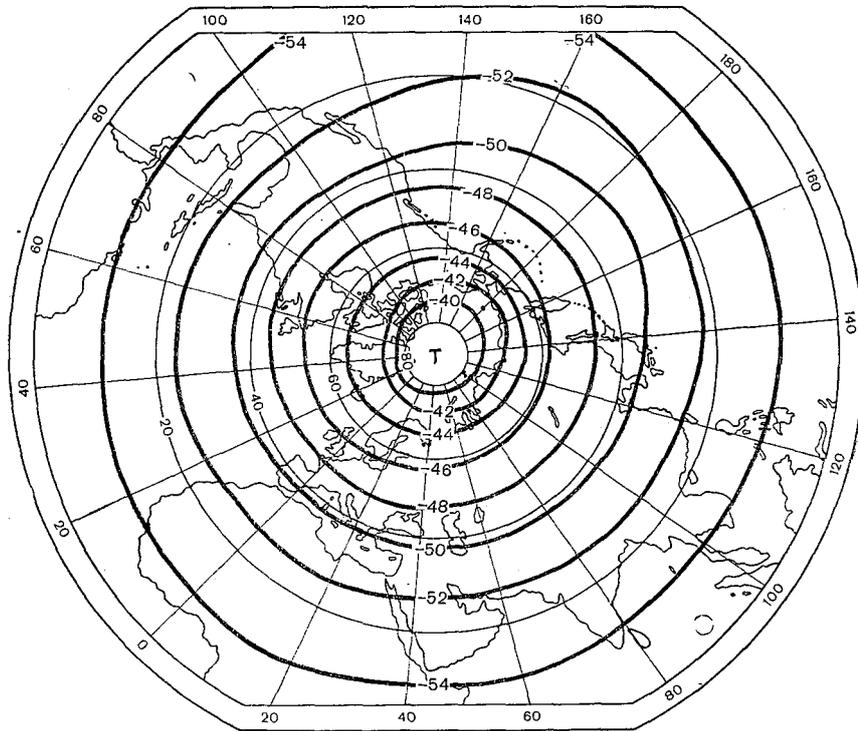


Рис. 6.11. Поле средней температуры на изобарической поверхности 30 гПа в июле.

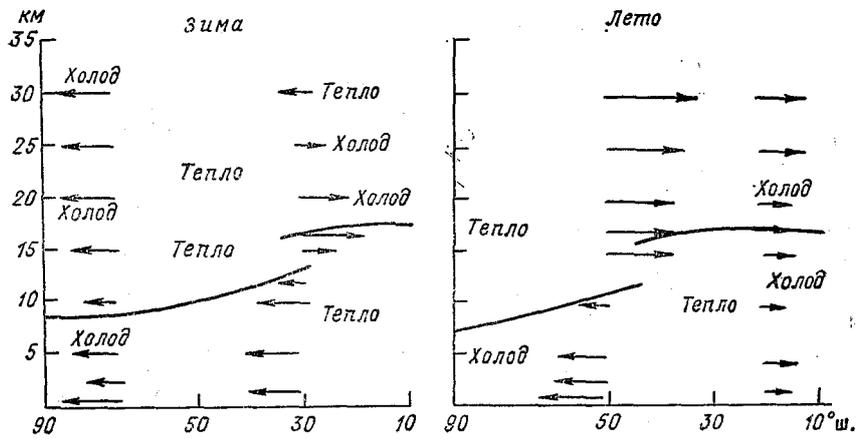


Рис. 6.12. Схема направлений меридиональных градиентов температуры в тропосфере и стратосфере.

Вертикальная термическая расслоенность атмосферы оказывает влияние на циркуляцию атмосферы. Во-первых, переходные слои атмосферы (паузы) являются задерживающими слоями и ограничивают воздухообмен между смежными сферами, хотя и не исключают его полностью. Во-вторых, и это особенно важно, изменение температуры с высотой различно в разных широтных зонах. Вследствие этого изменяются с высотой значения и направление горизонтальных градиентов температуры и, следовательно, давления.

6.2. Связь поля температуры с полями других метеорологических величин

Модель связи между полями температуры и давления (геопотенциала) можно получить, дифференцируя по x и y барометрическую формулу относительного геопотенциала, представленную в следующем виде:

$$H_{p_2} - H_{p_1} = \frac{R}{9,8} T_m \ln \frac{p_1}{p_2}, \quad (6.1)$$

где T_m — средняя температура слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 . После дифференцирования получим:

$$\begin{aligned} \frac{\partial H_{p_2}}{\partial x} &= \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + \frac{R}{9,8} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial x}, \\ \frac{\partial H_{p_2}}{\partial y} &= \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + \frac{R}{9,8} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial y}, \end{aligned} \quad (6.2)$$

или в векторной форме

$$\frac{\partial H_{p_2}}{\partial n} = \frac{\partial H_{p_1}}{\partial m} + \frac{R}{9,8} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial v}, \quad (6.3)$$

где n и m — нормали к изогипсам изобарических поверхностей p_1 и p_2 ; v — нормаль к изотермам средней температуры слоя $p_1 - p_2$.

Из этих формул следует, что градиент геопотенциала более высокой изобарической поверхности представляет собой сумму градиента геопотенциала нижележащей изобарической поверхности и вектора, имеющего направление градиента средней температуры слоя между этими поверхностями и модуль, пропорциональный данному градиенту и толщине слоя. При этом с увеличением расстояния между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 (при сохранении горизонтального градиента температуры) вклад второго члена в правой части (6.3) в градиент геопотенциала более высокой изобарической поверхности будет возрастать. Таким образом, с высотой поле абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей все более и более приближается к структуре

поля средней температуры нижележащего слоя атмосферы. Именно поэтому конфигурация изогипс на карте AT_{500} близка к конфигурации изогипс на карте OT_{1000}^{500} .

На основании формул (6.2) можно получить некоторые важные выводы о структуре полей температуры различных барических образований.

Представим себе циклон с круговыми изогипсами изобарической поверхности p_1 (например, $p_1 = 850$ гПа), которые параллельны изотермам средней температуры слоя $p_1 - p_2$ (изогипсам OT_{850}^{500}) (рис. 6.13). Такое барическое образование принято называть температурно-симметричным. В центре такого циклона

$$\partial N_1 / \partial x = \partial N_1 / \partial y = 0$$

$$\text{и } \partial T_m / \partial x = \partial T_m / \partial y = 0,$$

поэтому

$$\partial N_2 / \partial x = \partial N_2 / \partial y = 0.$$

Таким образом, центр циклона на изобарической поверхности p_2 (в данном случае на изобарической поверхности 500 гПа) будет находиться на одной вертикали с центром на изобарической поверхности p_1 (850 гПа).

Вертикальный разрез температурно-симметричного циклона, с центром которого совпадает центр очага холода, представлен на рис. 6.14 а. По обе стороны от вертикальной оси циклона знаки $\partial N_1 / \partial x$ и $\partial T_m / \partial x$ совпадают. Поэтому $|\partial N_2 / \partial x| > |\partial N_1 / \partial x|$ и наклон изобарических поверхностей на периферии циклона с высотой будет возрастать, т. е. «воронка» на изобарических поверхностях, связанная с циклоном, по мере поднятия вверх будет становиться более глубокой. На рис. 6.14 б представлен случай, когда с циклоном, хорошо выраженным на более низкой изобарической поверхности, совпадает область тепла. По обе стороны от вертикальной оси знаки $\partial N_1 / \partial x$ и $\partial T_m / \partial x$ противоположны. В результате будем иметь, что $|\partial N_2 / \partial x| < |\partial N_1 / \partial x|$, т. е. наклон изобарических поверхностей на периферии циклона по мере перехода к более высоким поверхностям будет уменьшаться. Воронка на изобарических поверхностях с высотой будет становиться все менее глубокой и, если знак $\partial T_m / \partial x$ не будет меняться, может превратиться в купол. Тогда над циклоном в нижней части тропосферы появится антициклоническая циркуляция в более высоких слоях.

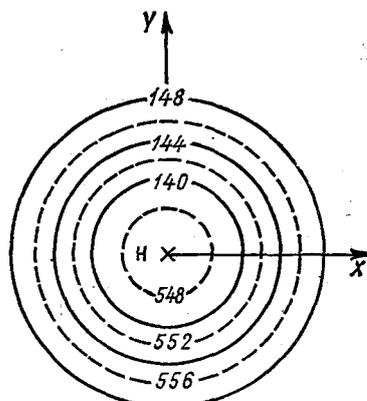


Рис. 6.13. Температурно-симметричный циклон с круговыми изогипсами и изотермами средней температуры слоя.

Таким образом, если с циклоном, который обнаруживается на приземной карте погоды или карте AT_{850} , совпадает тропосферная область холода, то такой циклон с высотой будет становиться более глубоким, а если область тепла, то менее хорошо выраженным или даже переходит в антициклон.

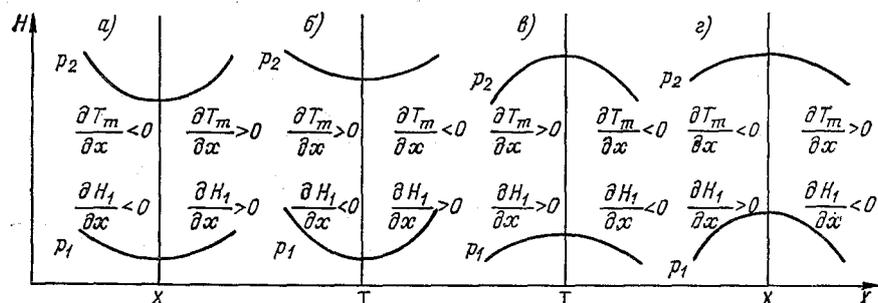


Рис. 6.14. Изменение с высотой положения изобарических поверхностей в температурно-симметричных циклоне (а, б) и антициклоне (в, г).

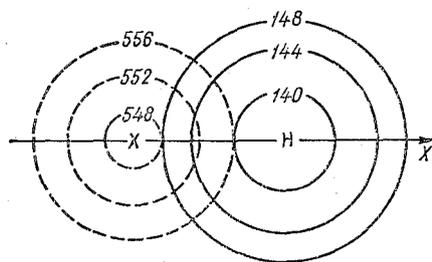


Рис. 6.15. Температурно-асимметричный циклон с круговыми изогипсами AT_{850} и изотермами средней температуры слоя.

Рисунки 6.14 в, г иллюстрируют случаи, когда с антициклоном на более низкой изобарической поверхности p_1 совпадают тропосферные очаги тепла или холода. Из рисунков следует, что при совпадении с центральной частью антициклона области тепла он с высотой будет усиливаться, а при совпадении с ней области холода — ослабевать. В последнем случае возможно даже возникновение над антициклоном циклонической циркуляции. Если циклону на приземной карте погоды соответствует область холода в тропосфере (на карте OT_{1000}^{500}), а антициклону — область тепла, то такие барические образования являются высокими.

В тех случаях, когда циклоны и антициклоны являются температурно-асимметричными, т. е. у них тропосферные очаги тепла и холода не совпадают с их центральными частями на приземных картах погоды, вертикальные оси этих барических образований становятся наклонными. Поясним это утверждение следующим примером. На рис. 6.15 показаны циклон на нижележащей изо-

барической поверхности p_1 (850 гПа) и смещенная по отношению к нему область холода в тропосфере (на карте OT_{1000}^{500}). Над центром циклона на изобарической поверхности p_1 $\partial N_1/\partial x = 0$, а $\partial T_m/\partial x > 0$. Следовательно, над этой точкой $\partial N_2/\partial x > 0$, и поэтому центр циклона на изобарической поверхности p_2 должен быть смещен в сторону области холода, т. е. в точку, где

$$\partial N_1/\partial x < 0; \quad \partial T_m/\partial x > 0,$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial x} = \frac{\partial N_1}{\partial x} - \frac{R}{9,8} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial x} = 0.$$

Рассуждая аналогичным образом, можно сделать вывод, что центр температурно-асимметричного антициклона на более высокой изобарической поверхности p_2 должен быть смещен по отношению к его центру на более низкой изобарической поверхности p_1 в сторону тепла.

Таким образом, ось температурно-асимметричного циклона наклонена в сторону области холода, а температурно-асимметричного антициклона — в сторону тепла. Отсюда следует, что центры циклонов с высотой приближаются к очагам холода, а центры антициклонов — к очагам тепла.

На основании рассмотренной модели связи между полями температуры и давления можно также сделать вывод, что наибольшие контрасты температуры, которые в пограничном слое находятся в центральных частях циклонов и ложбин, с высотой смещаются в переходную зону между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами, где образуются высотные фронтальные зоны.

Если в соотношениях (6.2) все члены умножить на $9,8/l$, то, используя геострофические соотношения, получим, что

$$\begin{aligned} u_{g,2} &= u_{g,1} - \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial y}, \\ v_{g,2} &= v_{g,1} + \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial x}, \end{aligned} \quad (6.4)$$

где $u_{g,1}$ и $v_{g,1}$ — составляющие геострофического ветра на нижней изобарической поверхности p_1 ; $u_{g,2}$ и $v_{g,2}$ — составляющие геострофического ветра на верхней изобарической поверхности p_2 .

В векторной форме (6.4) будет иметь следующий вид:

$$\mathbf{V}_{g,2} = \mathbf{V}_{g,1} + \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial \nu}, \quad (6.5)$$

где ν — нормаль к изотермам средней температуры слоя $p_1 - p_2$.

Из равенства (6.5) следует, что вектор геострофического ветра на вышележащей изобарической поверхности p_2 представляет собой сумму вектора геострофического ветра на нижележащей

изобарической поверхности p_1 и вектора, пропорционального горизонтальному градиенту средней температуры слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 и толщине этого слоя.

Поскольку второй член правой части равенства (6.5) имеет размерность скорости и является функцией распределения температуры, то его называют *термическим ветром* ΔV_T , вторые члены правых частей (6.4) — составляющими термического ветра Δu_T , Δv_T .

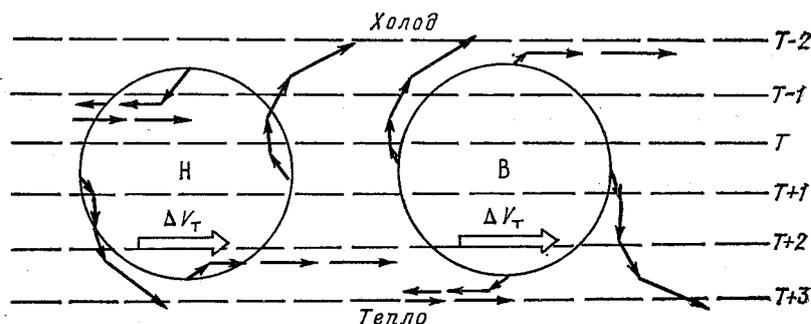


Рис. 6.16. Изменение ветра с высотой в разных частях температурно-асимметричного циклона и антициклона.

Таким образом, можно записать, что

$$\Delta u_T = - \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial y},$$

$$\Delta v_T = \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial x}, \quad (6.6)$$

$$\Delta V_T = \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial V}. \quad (6.7)$$

Направим ось Ox вдоль изотермы средней температуры слоя так, чтобы низкие температуры оставались слева ($\partial T_m / \partial y < 0$), тогда $\partial T_m / \partial x = 0$ и $\Delta v_T = 0$, а $\Delta u_T > 0$. Следовательно, термический ветер дует вдоль изотерм средней температуры слоя так, чтобы низкие значения температуры оставались слева.

Основываясь на понятии термического ветра, нетрудно представить изменение скорости геострофического ветра с высотой в различных барических образованиях при любой структуре поля осредненной по вертикали температуры воздуха в их пределах. На рис. 6.16 представлены вертикальные профили скорости ветра в различных частях температурно-асимметричного циклона и антициклона с учетом отклонения скорости ветра в сторону низкого давления в пограничном слое атмосферы, где он практически всегда с высотой поворачивает вправо. Хорошо видно, что существ-

вуют точки, над которыми ветер (выше пограничного слоя), не меняя своего направления, усиливается, с высотой, и точки, над которыми ветер (выше пограничного слоя), не меняя своего направления, с высотой ослабевает, а затем, претерпевая обращение на противоположное направление, с высотой усиливается. В остальных частях барических образований ветер в зависимости от соотношения направления и скорости термического ветра и ветра на исходном уровне может или увеличивать, или уменьшать свою скорость с высотой и изменять свое направление в ту или иную сторону. При этом если в данную точку поступает холодный воздух (адвекция холода), то ветер с высотой поворачивает влево, а если теплый (адвекция тепла) — то вправо.

6.3. Изменение температуры во времени

Опыт работы с синоптическими картами показывает, что очаги тепла и холода переносятся со скоростью воздушных течений как единое целое. Поэтому в соотношении

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + C_x \frac{\partial T}{\partial x} + C_y \frac{\partial T}{\partial y} + C_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6.8)$$

составляющие вектора переноса поля температуры C являются составляющими скорости ветра на данном уровне, т. е.

$$C_x = u; \quad C_y = v; \quad C_z = w.$$

Поэтому формула (6.8) будет иметь следующий вид:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6.9)$$

Если разрешить (6.9) относительно $\partial T / \partial t$ — изменения температуры в фиксированной точке, то получим

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_w + \Delta T_r, \quad (6.10)$$

где $\Delta T = \int_t^{t+\Delta t} \frac{\partial T}{\partial t} dt$ — изменение температуры за время Δt в фиксированной точке, обычно называемое локальным изменением температуры; $\Delta T_a = - \int_t^{t+\Delta t} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) dt$ — изменение температуры воздуха за время Δt в той же фиксированной точке за счет горизонтального переноса поля температуры со скоростью ветра — адвективное изменение температуры; $\Delta T_w = - \int_t^{t+\Delta t} w \frac{\partial T}{\partial z} dt$ — изменение температуры воздуха за время Δt в той же точке за счет

вертикального переноса поля температуры со скоростью вертикальных движений; $\Delta T_T = \int_t^{t+\Delta t} \frac{dT}{dt} dt$ — изменение температуры воздуха, поступившего в данную точку в момент $t + \Delta t$, в процессе его перемещения за время Δt — индивидуальное изменение температуры.

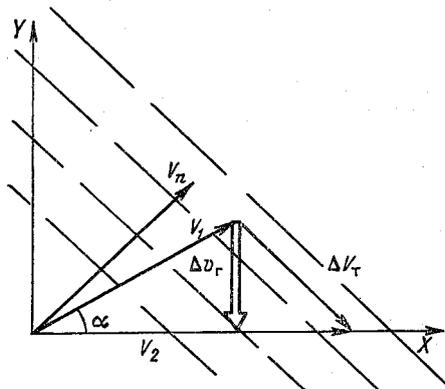


Рис. 6.17. К расчету адвективных изменений температуры в свободной атмосфере по данным ветрового зондирования в одном пункте.

Адвективные изменения температуры как в свободной атмосфере, так и вблизи земной поверхности определяются как разность значений температуры в конце и начале траектории, по которой смещается воздушная частица за время Δt , прежде чем попасть в данную точку. Для построения траекторий используются карты АТ соответствующих изобарических поверхностей и приземные карты погоды. Способы построения траекторий воздушных частиц рассмотрены в гл. 4 «Руководства по краткосрочным прогнозам погоды».

Адвективные изменения температуры на различных высотах в свободной атмосфере за несколько часов можно оценить по данным ветрового зондирования в одном пункте. Если взять слой небольшой толщины в свободной атмосфере между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 , то можно считать горизонтальный градиент температуры в этом слое постоянным, т. е.

$$\frac{\partial T_{p_1}}{\partial x} = \frac{\partial T_{p_2}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{T}_{p_1}^{p_2}}{\partial x}; \quad \frac{\partial T_{p_1}}{\partial y} = \frac{\partial T_{p_2}}{\partial y} = \frac{\partial \bar{T}_{p_1}^{p_2}}{\partial y}. \quad (6.11)$$

Из рис. 6.17 следует, что

$$\Delta T_a = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) = -V_n \frac{\partial T}{\partial n}. \quad (6.12)$$

Так как проекции V_1 и V_2 на ось n равны, а также вследствие условия (6.11), равны адвективные изменения температуры на изобарических поверхностях p_1 и p_2 , то можно записать, что

$$(\Delta T_a)_{p_1} = (\Delta T_a)_{p_2} = -V_2 \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (6.13)$$

Воспользуемся моделью связи полей геострофического ветра и температуры. Возьмем вторую формулу из группы равенств (6.6), т. е.

$$\Delta v_T = \frac{R}{l} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial T_m}{\partial x},$$

откуда

$$\frac{\partial T_m}{\partial x} = \frac{l}{R} \frac{1}{\ln \frac{p_1}{p_2}} \Delta v_T, \quad (6.14)$$

но

$$\Delta v_T = V_1 \sin \alpha.$$

Тогда

$$\Delta \bar{T}_a = - \frac{l}{R} \frac{1}{\ln \frac{p_1}{p_2}} V_1 V_2 \sin \alpha. \quad (6.15)$$

Если $\Delta \bar{T}_a$ рассчитывать в $^{\circ}\text{C}/6$ ч, а α — угол поворота ветра определять в слое толщиной 1 км, то рабочая формула имеет следующий вид:

$$\Delta \bar{T}_a = 0,07 V_1 V_2 \sin \alpha \sin \varphi. \quad (6.16)$$

Знак адвективного изменения температуры определяется направлением поворота ветра. При адвекции тепла ветер с высотой поворачивает вправо, при адвекции холода — влево.

Для расчета адвективных изменений температуры в пограничном слое используется формула, полученная аналогичным образом, но с введением поправки на угол поворота ветра, вызванного трением:

$$\Delta \bar{T}_a = 0,044 \frac{T_m}{\Delta z} V_1 V_2 \sin (\alpha - \eta), \quad (6.17)$$

где $\Delta \bar{T}_a$ — среднее в слое Δz адвективное изменение температуры в $^{\circ}\text{C}/\text{ч}$, которое можно относить в середине слоя; T_m — средняя температура слоя Δz ; α — угол между направлением ветра на нижней и верхней границах слоя; η — угол поворота ветра в пограничном слое, вызванный наличием трения.

Значение η определялось по эмпирической модели Института экспериментальной метеорологии (до высоты около 250 м) и по данным о среднем вертикальном распределении ветра над центральными районами европейской части СССР (в пределах высоты 300—600 м). Характерное значение η , например, для холодного полугодия при низкой облачности в нижнем слое равно 10° , а в верхнем (300—600 м) $\eta = 7^{\circ}$.

В среднем адвективные изменения температуры за 12 ч в свободной атмосфере составляют несколько градусов, хотя при прохождении переходных зон между воздушными массами с различными характеристиками (фронтальных разделов) адвективное изменение температуры может превышать $10^\circ\text{C}/12\text{ ч}$.

Индивидуальные изменения температуры перемещающихся объемов воздуха ΔT_τ можно представить в виде суммы изменений температуры, происходящих за счет притока тепла ΔT_q и за счет адиабатического расширения или сжатия воздушных частиц при изменении давления ΔT_p . В последнем случае изменения температуры при локальном изменении давления на одном и том же уровне составляют десятые доли градуса и не учитываются. Существенно большие значения имеют локальные изменения температуры при адиабатическом изменении давления, сопровождающем перемещение воздушных частиц по вертикали. Они иногда могут быть соизмеримы с адвективными изменениями температуры.

Таким образом, в формуле

$$\Delta T_\tau = \Delta T_q + \Delta T_p, \quad (6.18)$$

$$\Delta T_p = \int_t^{t+\Delta t} \frac{dT}{dz} w dt. \quad (6.19)$$

Изменение температуры на станции в соответствии с равенством (6.10) будет равно

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_b + \Delta T_q, \quad (6.20)$$

где

$$\begin{aligned} \Delta T_b &= \Delta T_w + \Delta T_p = \\ &= - \int_t^{t+\Delta t} \frac{\partial T}{\partial z} w dt + \int_t^{t+\Delta t} \frac{dT}{dt} w dt = - \int_t^{t+\Delta t} (\gamma_a - \gamma) w dt. \end{aligned} \quad (6.21)$$

В свободной атмосфере изменение температуры за счет притока тепла за сутки не превышает $1-2^\circ\text{C}$ и им обычно пренебрегают. Поэтому для этой части атмосферы локальное изменение температуры на станции будет равно:

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_b, \quad (6.22)$$

или

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - (\gamma_a - \gamma) w, \quad (6.23)$$

где γ_a — сухоадиабатический или при наличии облачности влажноадиабатический градиент температуры; ΔT_b — изменения температуры, обусловленные вертикальными движениями воздуха.

Адвективные изменения температуры в свободной атмосфере обычно больше локальных ее изменений и совпадают с ними по знаку (табл. 6.3)

Таблица 6.3:

Средние значения локальных ΔT и адвективных ΔT_a изменений температуры на различных изобарических поверхностях ($^{\circ}\text{C}/12 \text{ ч}$).
По М. Е. Каулиной

Изменение температуры	p гПа			
	850	700	500	300
Адвекция холода				
ΔT	-2,7	-1,8	-2,1	-1,8
ΔT_a	-2,9	-2,8	-3,3	-3,1
Адвекция тепла				
ΔT	1,9	1,1	1,9	2,1
ΔT_a	3,1	2,9	3,2	3,5

Таким образом, в свободной атмосфере локальные изменения температуры обусловлены в основном горизонтальным переносом воздушных масс (адвекцией) и вертикальными движениями воздуха.

Вблизи земной поверхности (на уровне психрометрической будки) изменения температуры, связанные с вертикальными движениями (ΔT_b), отсутствуют, так как $\omega=0$. Поэтому для этого уровня формула (6.20) будет иметь следующий вид:

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_q. \quad (6.24)$$

Расчет адвективных изменений температуры производится путем переноса воздушных частиц по траектории их движения за время Δt . Траектории строятся по приземным картам погоды и картам AT_{850} . При устойчивой стратификации температуры траектория строится как средняя между траекторией у поверхности Земли и траекторией, построенной по карте AT_{850} . В случае изотермической или инверсионной стратификации температуры в пограничном слое атмосферы траектория строится по приземной карте погоды. При неустойчивой стратификации траектория строится по карте AT_{850} .

Локальное изменение температуры за счет трансформации воздуха у поверхности Земли связано с турбулентным и лучистым теплообменом и фазовыми превращениями воды в атмосфере. Лучистый теплообмен существенно меньше сказывается на трансформационном изменении температуры, чем турбулентный. Поэтому им обычно пренебрегают. Трансформационные изменения температуры, связанные с фазовыми превращениями воды, т. е.

с процессами конденсации и испарения, замерзания и таяния, приводят к выделению или поглощению тепла фазовых переходов и в зависимости от их активности качественно учитываются при анализе и прогнозе локальных изменений температуры. Используются результаты региональных исследований связи процессов, определяемых фазовыми переходами воды, с изменениями температуры приземного слоя воздуха в данном физико-географическом районе. Так, например, установлено, что при тумане ночное понижение температуры в зависимости от положения станции и интенсивности тумана может уменьшаться на 1—2 °С по сравнению с понижением температуры при ясном небе.

Таким образом, основным механизмом, приводящим к трансформационным изменениям температуры воздуха у поверхности Земли, является турбулентный обмен между подстилающей поверхностью и прилегающим к ней слоем воздуха. Следовательно, трансформационные изменения температуры воздуха у Земли должны следовать за изменениями температуры подстилающей поверхности Θ и на нижней границе приземного слоя практически с ней совпадать.

Изменение температуры подстилающей поверхности $d\Theta/dt$, над которой перемещается воздух, описывается уравнением

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{\partial\Theta}{\partial t} + u \frac{\partial\Theta}{\partial x} + v \frac{\partial\Theta}{\partial y}, \quad (6.25)$$

где u и v — составляющие скорости ветра.

Поэтому аналогичным образом должны задаваться трансформационные изменения температуры прилегающего к подстилающей поверхности слоя воздуха. Отсюда следует, что

$$\Delta T_q = \Delta T'_q + \Delta T''_q, \quad (6.26)$$

где $\Delta T'_q$ — изменение температуры воздуха, связанное с его теплообменом с подстилающей поверхностью в данном пункте, температура которой меняется во времени [$\partial\Theta/\partial t$ в (6.25)]; $\Delta T''_q$ — изменение температуры смещающегося по траектории воздуха, вызванное турбулентным обменом с подстилающей поверхностью, температура которой меняется вдоль траектории движения воздушных частиц [$(u \frac{\partial\Theta}{\partial x} + v \frac{\partial\Theta}{\partial y})$ в (6.25)].

Следовательно, локальное изменение температуры у поверхности Земли следует представить в следующем виде:

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T'_q + \Delta T''_q. \quad (6.27)$$

Формула (6.27) позволяет дать оценку вклада всех членов ее правой части в изменение температуры на станции, каждый из которых имеет вполне определенный физический смысл.

Трансформационное изменение температуры воздуха $\Delta T'_q$ можно представить в виде суточного хода температуры на станции, обусловленного в основном, изменением радиационного баланса подстилающей поверхности R , который, в свою очередь, зависит от суммарной радиации, эффективного излучения, альbedo подстилающей поверхности, количества облаков и испарения. Таким образом,

$$\Delta T'_q \approx a \Delta R, \quad (6.28)$$

где a — коэффициент, зависящий от скорости ветра и характера подстилающей поверхности; ΔR — изменение радиационного баланса подстилающей поверхности за время Δt .

Расчет локальных изменений радиационного баланса с помощью оперативных синоптических материалов оказывается невозможным. Однако его влияние можно оценить на основе анализа графиков суточного хода температуры, построенных в идеальном случае по выборке, сформированной при условии, когда отсутствовал горизонтальный перенос воздуха (ветер). Однако при осреднении по большому числу случаев наблюдений в формуле (6.27) сумма адвективных изменений температуры ΔT_a и ее трансформационных изменений при перемещении вдоль подстилающей поверхности с меняющейся температурой $\Delta T''_q$ близка к нулю, т. е.

$$\overline{\Delta T_a + \Delta T''_q} = 0. \quad (6.29)$$

Действительно, при адвекции тепла воздух, перемещающийся вдоль холодной подстилающей поверхности, охлаждается. При этом понижение температуры при его трансформации, за счет инерционности процесса теплообмена будет (по абсолютному значению) несколько меньше, чем адвективное повышение температуры. В этом случае

$$\Delta T_a > 0, \Delta T''_q < 0, \text{ но так как } |\Delta T_a| > |\Delta T''_q|, \text{ то } \overline{\Delta T_a + \Delta T''_q} > 0. \quad (6.30)$$

При адвекции холода перемещающийся воздух будет трансформационно нагреваться, т. е.

$$\Delta T_a < 0, \Delta T''_q > 0, \text{ но так как } |\Delta T_a| > |\Delta T''_q|, \text{ то } \overline{\Delta T_a + \Delta T''_q} < 0. \quad (6.31)$$

Если считать, что в умеренных широтах адвекция тепла и адвекция холода примерно равновероятны, а средние абсолютные значения адвективных изменений температуры при адвекции тепла

и адвекции холода, как следует из данных табл. 6.3, близки друг к другу, то учитывая (6.30) и (6.31), можно утверждать справедливость равенства (6.29).

Следовательно, среднее значение изменения температуры на станции в течение суток приблизительно равно ее изменению в неподвижном воздухе, происходящему вследствие его теплообмена с подстилающей поверхностью. В особых случаях расположения станции соотношение (6.29) может нарушаться, как, например, на морских побережьях с хорошо развитой бризовой циркуляцией, которая сама по себе имеет хорошо выраженный суточный ход. Здесь в дневные часы преобладает адвекция холода, а в ночные — тепла.

Таким образом, можно считать, что в большинстве случаев суммарное влияние на средний суточный ход температуры воздуха на станции адвективных и трансформационных изменений температуры в процессе перемещения воздуха над подстилающей поверхностью незначительно. Во всяком случае, можно утверждать, что влияние на суточный ход температуры изменений составляющих радиационного баланса подстилающей поверхности на станции будет более существенным. Поэтому графики суточного хода температуры, построенные для примерно одинаковых значений радиационного баланса подстилающей поверхности или его составляющих по всей совокупности наблюдений за температурой воздуха, будут мало отличаться от графиков суточного хода температуры, для построения которых привлекались случаи с отсутствием адвекции (ветра).

Наиболее важной характеристикой суточного хода температуры является его амплитуда A , под которой понимается разность между максимальной и минимальной температурами воздуха в психрометрической будке. На нее определяющее влияние оказывает радиационный баланс подстилающей поверхности.

Суточный ход температуры воздуха у поверхности Земли связан в первую очередь с изменением в течение суток прихода солнечной радиации к подстилающей поверхности. Поэтому, где этот приход значительнее, там больше амплитуда суточного хода температуры. В континентальных районах тропической зоны вдали от экватора она мало меняется от сезона к сезону и составляет в среднем $13-15^{\circ}\text{C}$, в умеренных широтах (на территории СССР) зимой $5-7^{\circ}\text{C}$, а летом $10-12^{\circ}\text{C}$. Особенно велики амплитуды суточного хода температуры во внутриконтинентальных районах, где они могут достигать зимой $8-10^{\circ}\text{C}$, а летом $15-17^{\circ}\text{C}$. В высоких широтах, где зимой господствует полярная ночь, амплитуда суточного хода температуры не превышает $1-2^{\circ}\text{C}$. Летом она существенно больше, $7-9^{\circ}\text{C}$. Над морскими акваториями в связи с малыми внутрисуточными изменениями температуры воды суточный ход температуры воздуха мал. Так, например, над Атлантическим океаном суточные колебания температуры воздуха

вблизи экватора составляют $1,5^{\circ}\text{C}$, на широте 30° летом $1,7^{\circ}\text{C}$ и на широтах 63 — 73° летом около $0,8^{\circ}\text{C}$.

Поскольку амплитуда суточного хода зависит не только от повышения температуры днем, но и от ее понижения в ночные часы, то в умеренных широтах в ясные дни максимальная амплитуда суточного хода отмечается в начале лета.

Увеличение альbedo подстилающей поверхности приводит к уменьшению амплитуды суточного хода. Однако выпадение снега и связанное с ним уменьшение температуропроводности подстилающей поверхности, несмотря на увеличение альbedo, в итоге приводят к увеличению амплитуды суточного хода на 1 — 3°C .

Дополнительное увлажнение почвы уменьшает амплитуду суточного хода по сравнению с сухой почвой примерно на 10% в связи с затратами тепла на испарение.

Наиболее существенное влияние на амплитуду суточного хода из факторов, определяющих радиационный баланс подстилающей поверхности, оказывает облачность. О степени ее влияния на амплитуду суточного хода A можно судить по значению коэффициента k в формуле

$$A = kA_0, \quad (6.32)$$

где A_0 — амплитуда суточного хода температуры при безоблачной погоде. Значения k приведены в табл. 6.4.

Таблица 6.4

Средние значения коэффициента k в формуле (6.32) при различном характере облачности. По Н. В. Петренко

Характер облачности	k	Примечание
Сплошная низкая облачность и продолжительные осадки	0,0—0,1	—
Сплошная низкая облачность и непродолжительные осадки	0,2—0,5	Меньшее значение k при толщине облачного слоя 500 м и более
Сплошная облачность среднего яруса без осадков	0,35—0,5	Меньшее значения k для осени и зимы, большие для весны и лета
7—10 баллов облаков нижнего яруса или плотных облаков среднего яруса без осадков	0,5—0,75	То же
Сплошной покров облачности верхнего яруса	0,65—1,0	"
Ночью безоблачно, днем 7—9 баллов облаков кучевых форм	0,9—1,0	В теплое полугодие
Прозрачный покров облачности верхнего или среднего яруса (6—10 баллов) или 3—5 баллов облачности кучевых форм	0,9—1,0	То же

Как показывают данные табл. 6.4, увеличение количества облачности, понижение высоты ее нижней границы и увеличение толщины облачных слоев приводят к уменьшению амплитуды суточного хода температуры, а при сплошной низкой облачности и непрерывных осадках суточный ход практически отсутствует. Дымки и туманы, что уже упоминалось, уменьшают ночное понижение температуры как в результате уменьшения эффективного излучения подстилающей поверхности, так и за счет выделения тепла конденсации.

Условие равенства температуры воздуха и температуры подстилающей поверхности справедливо только для очень тонкого слоя воздуха, непосредственно прилегающего к подстилающей поверхности. Выше этого слоя температура воздуха может существенно отличаться от температуры подстилающей поверхности даже в среднем, а не только в отдельных случаях. Так, например, в Иркутске амплитуды суточного хода температуры воздуха в психрометрической будке и почвы в июне равны соответственно 13,5 и 29,8 °С, в декабре 5,7 и 6,2 °С (в декабре снежный покров).

На уровне психрометрической будки изменение температуры во времени будет описываться уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (6.33)$$

где k — коэффициент турбулентности.

Коэффициент турбулентности растет с увеличением скорости ветра и вертикального градиента температуры. Тогда перемешиванием охватывается слой воздуха большой толщины, и амплитуда суточного хода температуры уменьшается. При скорости ветра 10 м/с амплитуда суточного хода температуры в психрометрической будке в 2 раза меньше, чем при штиле.

При увеличении неустойчивости стратификации температуры турбулентный обмен охватывает большую толщу пограничного слоя и поток тепла от подстилающей поверхности днем поглощается большой массой воздуха, в результате чего понижается максимальная температура. Ночью охлаждение воздуха распространяется до более высоких уровней и постоянно на смену охлажденным воздушным частицам приходят более теплые. Поэтому ночное понижение температуры не столь велико. Таким образом, с увеличением неустойчивости температурной стратификации амплитуда суточного хода температуры уменьшается.

Суммарный эффект влияния скорости ветра и стратификации температуры может приводить к тому, что, например, при штиле и устойчивой стратификации разность температур воздуха в непосредственной близости от подстилающей поверхности и в психрометрической будке может достигать 5 °С и даже более, а при скорости ветра более 5 м/с эти температуры практически равны.

При оценке возможных значений амплитуд суточного хода температуры следует учитывать влияние рельефа. Ночью более тяжелый охладившийся воздух стекает в котловины и долины, где при слаборазвитом турбулентном обмене еще более охлаждается. В результате там минимальная температура воздуха обычно существенно ниже, чем на склонах. Днем в результате усиления турбулентного обмена, вызванного нагреванием и горно-долинной циркуляцией, даже на южных склонах максимальная температура может быть ниже, чем в долине или котловине. Поэтому в котловинах и долинах амплитуда суточного хода температуры больше, чем на склонах.

Время наступления максимума и минимума температуры в суточном ходе зависит в основном от характера суточного хода радиационного баланса подстилающей поверхности. В теплое время года минимум температуры наступает немного позже восхода Солнца, причем запаздывание увеличивается при наличии облачности. Так, например, в Ленинграде это запаздывание при ясной погоде составляет примерно 30—40 мин, а при облачном состоянии неба увеличивается до 1,5—2 ч. С уменьшением широты места нахождения станции сдвиг времени наступления минимума температуры по отношению ко времени восхода Солнца уменьшается.

Амплитуда суточного хода температуры с высотой уменьшается (табл. 6.5), и поэтому при диагнозе и прогнозе температуры в свободной атмосфере ее суточный ход может не учитываться. Особенно заметно убывает амплитуда суточного хода температуры с высотой зимой, что связано с более слабым развитием турбулентного теплообмена по вертикали в это время года по сравнению с летом.

Таблица 6.5

Средние сезонные значения амплитуд суточного хода температуры (°С) на станциях Московской области. По В. А. Девятовой

Сезон	Высота, м					
	2	50	100	300	500	700
Лето	10,1	6,5	5,9	2,8	2,2	1,8
Зима	5,1	3,9	3,3	1,2	0,6	0,8

Вертикальный градиент температуры также имеет суточный ход, знание которого необходимо при диагнозе и прогнозе многих метеорологических величин и явлений.

Данные табл. 6.6, полученные по результатам наблюдений на высотной метеорологической башне в г. Обнинске, показывают, что летом в дневные часы создаются благоприятные условия для

Таблица 6.6

Средние значения вертикального градиента температуры ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$)

Время наблюдений, ч	Слой, м					
	20—100	100—200	200—300	0—100	100—200	200—300
	Лето			Зима		
1	-3,8	-0,3	0,4	-0,6	0,3	0,2
7	0,3	-0,6	0,5	-0,4	0,1	-0,2
13	1,4	1,1	1,1	0,6	0,5	0,4
19	-0,8	0,7	0,6	-0,3	0,2	-0,1

развития интенсивного турбулентного обмена теплом и влагой между приземным слоем и более высокими слоями, поскольку вертикальный градиент температуры превышает сухоадиабатический. В ночные часы, наоборот, в приземном слое (и даже несколько выше) преобладает инверсия, затрудняющая турбулентный обмен. Послойное распределение средних значений вертикального градиента температуры по наблюдениям за 7 ч показывает, что вблизи подстилающей поверхности инверсия уже исчезла, но в слое 100—200 м еще сохранилась. Зимой в приземном слое (2—100 м) большую часть суток наблюдается инверсионное распределение температуры, на больших высотах оно близко к изотермическому.

В общем с высотой вертикальный градиент температуры в умеренных широтах приближается к среднему для свободной атмосферы значению $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Изменение температуры воздуха в суточном ходе описывает влияние радиационного баланса подстилающей поверхности, а он в первую очередь зависит от количества и высоты нижней границы облачности, поэтому можно формулу (6.28) записать следующим образом:

$$\Delta T'_q \approx a\Delta R \approx [(T_{cx})_{t+\Delta t} - (T_{cx})_t]N, \quad (6.34)$$

где $(T_{cx})_{t+\Delta t}$ и $(T_{cx})_t$ — ординаты графика суточного хода в момент t и $t+\Delta t$; N — приведенное количество облаков в баллах.

При расчетах по формуле (6.34) используются графики (таблицы) суточного хода, построенные при различном значении приведенного количества облаков.

Приведенное количество облаков N в баллах определяется по формуле

$$N = N_L + 0,7N_M + 0,2N_H, \quad (6.35)$$

где N_L , N_M , N_H — количество облаков нижнего (L), среднего (M) и верхнего (H) ярусов в баллах.

При отсутствии данных об облаках среднего и верхнего ярусов

$$N = N_L + 0,5 (N_0 - N_L), \quad (6.36)$$

где N_0 — общее количество облаков в баллах.

Влияние скорости ветра, изменений альбедо подстилающей поверхности, стратификации температуры учитываются качественно или с использованием результатов исследований на региональных данных. Так, например, установлено, что если скорость действительного ветра на уровне флюгера превышает 5 м/с, то значение $\Delta T'_q$ нужно уменьшить на 10—20 %, утренние туманы весной и осенью уменьшают прогрев воздуха, т. е. $\Delta T'_q$, на 20—30 % и т. д.

Температура воздуха изменяется за счет турбулентного обмена с подстилающей поверхностью, над которой он перемещается [$\Delta T''_q$ в (6.26)]. Это изменение путем непосредственных расчетов, в связи с необходимостью учета топографических особенностей местности, физических свойств почвы и ее температуры в момент прохождения воздушной массы, интенсивности турбулентного обмена и других факторов, в оперативной работе получено быть не может. В то же время естественно предположить, что разность температуры подстилающей поверхности в начальной и конечной точках траектории движения воздушной частицы пропорциональна адвективному изменению температуры, т. е. разности температуры воздуха в этих же точках траектории. Поэтому можно написать следующее очевидное соотношение между адвективным изменением температуры воздуха ΔT_a и его трансформационными изменениями на пути движения от начальной точки траектории к ее конечной точке $\Delta T''_q$:

$$\Delta T''_q = b \Delta T_a, \quad (6.37)$$

где b — коэффициент, принятый при расчетах по данным для слабопересеченной местности равным $-0,2$.

Таким образом, расчет локальных изменений температуры у поверхности Земли выполняется по следующей формуле:

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T'_q + \Delta T''_q, \quad (6.38)$$

где $\Delta T'_q = a \Delta R$; $\Delta T''_q = b \Delta T_a$. Поскольку $\Delta T'_q$ учитывает суточный (периодический) ход температуры, то сумма $\Delta T_a + \Delta T''_q$ учитывает непериодические изменения температуры на станции. Если положить $\Delta t = 24$ ч, то

$$\Delta T'_q = 0 \text{ и } |\overline{\Delta T}| = |\Delta T_a + \Delta T''_q| \quad (6.39)$$

представляет собой среднюю межсуточную изменчивость температуры.

Межсуточная изменчивость температуры у поверхности Земли возрастает с увеличением широты места. В тропической зоне она

составляет в среднем $1-2^{\circ}\text{C}$, в высоких и умеренных широтах возрастает до $3-4^{\circ}\text{C}$. В Москве она равна $3,0^{\circ}\text{C}$, в Ленинграде — $2,8^{\circ}\text{C}$. Вблизи морских побережий межсуточная изменчивость температуры меньше, чем на внутриконтинентальных станциях. В годовом ходе межсуточная изменчивость меньше летом, чем зимой. Происходит это потому, что в холодное полугодие горизонтальные контрасты температуры и скорости ветра в среднем значительно больше, чем в теплое время года. Следовательно, зимой большие значения имеют адвективные изменения температуры, определяющие ее межсуточную изменчивость [см. (6.39)].

При рассмотрении хронологического ряда межсуточной изменчивости температуры на какой-либо станции обычно удается отчетливо выделить два класса: класс случаев с большой межсуточной изменчивостью и класс с малой межсуточной изменчивостью температуры. Синоптический анализ показывает, что первый класс связан с прохождением через станции узких переходных зон между воздушными массами с различными температурами (фронтов), когда температура за несколько часов меняется на $5-10^{\circ}\text{C}$, а иногда и на большую величину. Второй класс межсуточной изменчивости характерен для случаев, когда станция находится в сравнительно однородной по распределению температуры воздушной массе и когда межсуточные изменения температуры составляют обычно $1-2^{\circ}\text{C}$.

При прохождении фронтальных разделов преобладает облачная с осадками погода с сильными ветрами, в результате чего суточный ход температуры становится незначительным. В этих случаях, особенно в холодное полугодие, амплитуда суточного хода составляет $1-2^{\circ}\text{C}$. В однородных воздушных массах, наоборот, адвективные изменения температуры в связи с малоградиентностью поля температуры невелики, а амплитуда суточного хода температуры, особенно при малооблачной погоде со слабыми ветрами, большая. В связи с этим при анализе или прогнозе температуры за (на) интервалы времени, не равные 24 ч, можно часто ограничиваться учетом только непериодической составляющей локального изменения температуры или учетом только ее суточного хода.

ГЛАВА 7. ПОЛЕ ВЛАЖНОСТИ

7.1. Пространственное распределение влажности

Источником поступления водяного пара в атмосферу является подстилающая поверхность, с которой происходит испарение воды. В дальнейшем водяной пар в процессе турбулентного перемеще-

вания и упорядоченными воздушными (горизонтальными и вертикальными) течениями переносится в более высокие слои и на удаленные от места испарения территории. В результате этих процессов формируются поля влажности у поверхности Земли, в пограничном слое и в свободной атмосфере.

У земной поверхности в январе (рис. 7.1) хорошо выражена приэкваториальная область высоких (до 30 гПа) значений парциального давления водяного пара. Она формируется в результате активного (при высоких температурах воздуха) испарения с поверхности океанов и континентов, покрытых тропическими лесами. По направлению к северному полюсу парциальное давление водяного пара довольно быстро убывает, причем над материками убывает быстрее, чем над океанами. В северном полушарии наиболее низкое парциальное давление водяного пара отмечается над северной частью Азии, где в это время очень низкие температуры воздуха. Здесь местами парциальное давление водяного пара составляет сотые доли гектопаскаля. Очень низкая влажность отмечается также над северо-восточной частью Северной Америки.

Над Атлантическим и Тихим океанами в это время года хорошо выражены далеко простирающиеся к северу области повышенной влажности. В результате возникают большие контрасты влажности между океанами и материками, т. е. в зональном направлении. Так, например, на широте 50° с. ш. парциальное давление водяного пара у западного побережья Европы достигает 10 гПа, а на Урале оно менее 2 гПа. При преобладающем западном переносе в умеренных широтах это обеспечивает интенсивную адвекцию влажного и теплого воздуха на западные части материков и формирование здесь более мягких и влажных зим по сравнению с регионами, расположенными восточнее.

Летом в северном полушарии экваториальная область высоких значений парциального давления водяного пара распространяется к северу (рис. 7.2). Изолиния 25 гПа во многих местах пересекает параллель 30° с. ш., тогда как зимой она практически нигде не достигает широты 20° . Убывание влажности к полюсу происходит медленнее, чем зимой.

Контрасты влажности между океанами и материками практически отсутствуют, хотя парциальное давление водяного пара над океанами от зимы к лету несколько увеличивается. Но одновременно за счет активизации испарения при высоких температурах подстилающей поверхности влажность на материках растет в еще большей степени. Наименьшие значения парциального давления водяного пара отмечаются в приполюсном районе. При этом, однако, они в десятки раз больше, чем зимой.

Поскольку давление насыщенного водяного пара зависит от температуры, то и распределение парциального давления его должно в среднем соответствовать распределению температуры. В этом легко убедиться, сравнивая рис. 6.1 и 6.2, где приведено

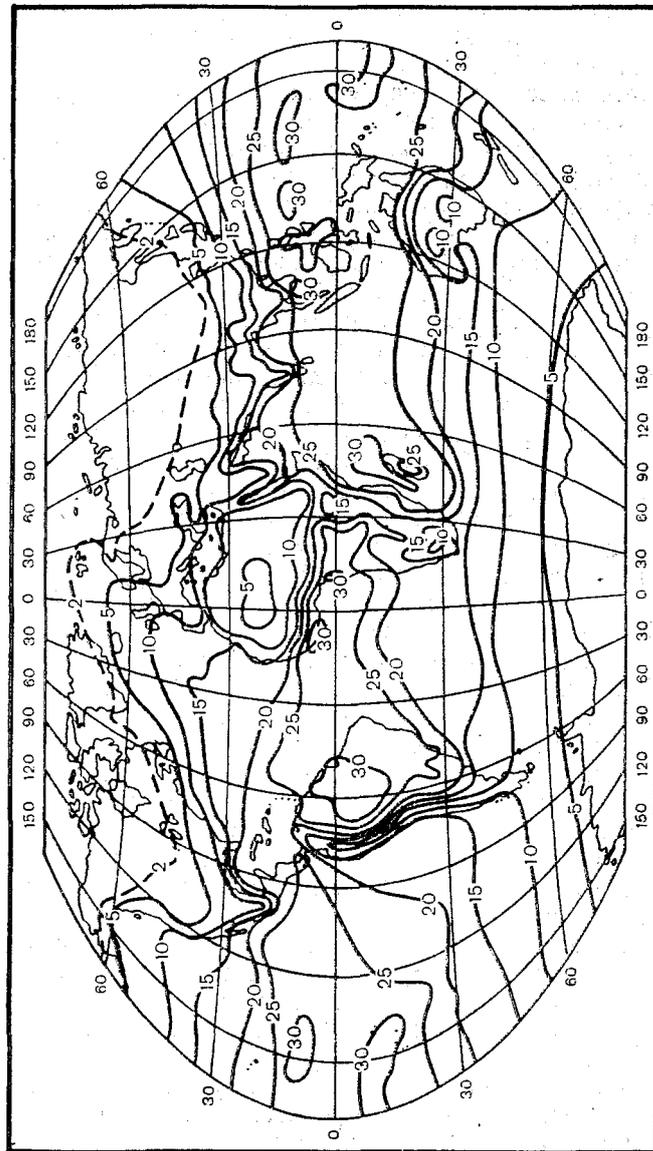


Рис. 7.1. Поле среднего парциального давления водяного пара (rПа) у поверхности Земли в январе.
По Г. Ландсбергу.

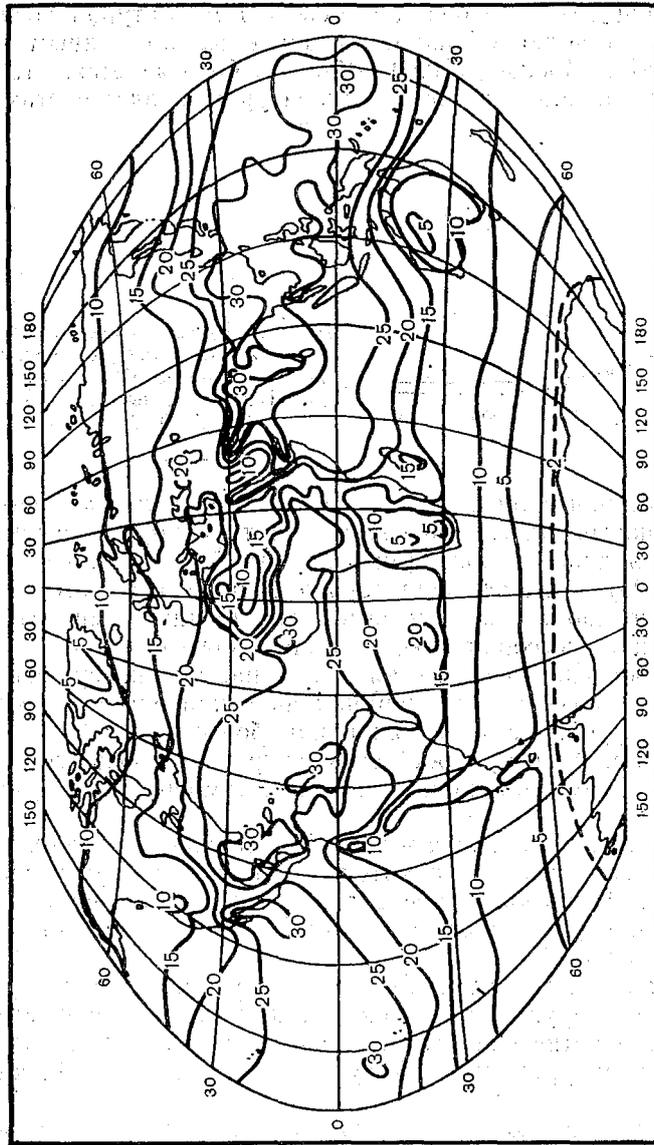


Рис. 7.2. Поле среднего парциального давления водяного пара (гПа) у поверхности Земли в июле. По Г. Ландсбергу.

распределение средней температуры воздуха в январе и июле на уровне моря, с рис. 7.1 и 7.2. Этот вывод подтверждают также расчеты коэффициентов корреляции между температурой воздуха и массовой долей водяного пара, выполненные по данным наблюдений в районе Москвы в 1961—1969 гг. Оказывается, что коэффициенты корреляции между температурой и влажностью на

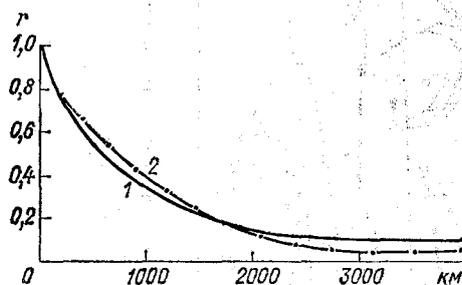


Рис. 7.3. Нормированная автокорреляционная функция точки росы на изобарической поверхности 850 гПа для весны (1) и зимы (2). По В. П. Мелешко.

уровне психрометрической будки как зимой, так и летом положительны, т. е. повышению температуры соответствует повышение массовой доли водяного пара. При этом зимой коэффициент корреляции ($r = 0,95$) оказался значительно больше, чем летом ($r = 0,40$). Это связано с тем, что зимой при низких температурах чаще всего бывает высокая относительная влажность, т. е. воздух близок к состоянию насыщения, а при насыщении существует функциональная связь между парциальным давлением водяного пара и температурой. Летом водяной пар более далек от состояния насыщения, и поэтому рост температуры не всегда сопровождается увеличением влажности, а падение температуры — уменьшением.

Пространственная горизонтальная изменчивость влажности у поверхности Земли весьма значительна. На расстоянии нескольких десятков километров относительная влажность может меняться на 10—20 %, а массовая доля водяного пара — на 1—2 ‰, а иногда и более.

Между характеристиками влажности в различных точках пространства, как и у других метеорологических величин, существует определенная статистическая связь, уровень которой оценивается по значениям автокорреляционной функции на различных расстояниях.

Пример такой автокорреляционной функции для точки росы на изобарической поверхности 850 гПа приведен на рис. 7.3. Этот рисунок показывает, что на расстоянии более 2—2,3 тыс. км корреляционная функция достигает насыщения. Радиус корреляции составляет примерно 1000 км. Тесные связи ($r > 0,5$) отмечаются на расстояниях, не превышающих 600—700 км.

Влажность с высотой чаще всего убывает (табл. 7.1). Однако может наблюдаться, особенно в пограничном слое атмосферы, инверсия влажности, причем не только в отдельных случаях.

Таблица 7.1

Средние значения массовой доли водяного пара ($^{\circ}/_{00}$) на различных уровнях на станциях Салехард (1), Свердловск (2) и Ашхабад (3).
По В. С. Комарову

Уровень, гПа	Январь			Июль		
	1	2	3	1	2	3
Земля	0,57	0,93	3,64	7,93	9,13	6,58
850	0,94	1,17	2,51	5,74	7,32	5,82
700	0,61	0,80	1,59	3,30	4,26	4,71
500	0,17	0,21	0,42	1,10	1,25	1,58
300	0,02	0,02	0,04	0,12	0,12	0,15
200	0,02	0,03	0,02	0,08	0,07	0,04

В пределах пограничного слоя зимой в центральных частях континентов в связи с сильным радиационным выхолаживанием часто устанавливается инверсионное распределение не только температуры, но и влажности.

На станциях Салехард и Свердловск в январе в слое Земля — 850 гПа в среднем отмечается рост массовой доли водяного пара с высотой. В то же время на ст. Ашхабад, где эффективное излучение компенсируется притоком солнечной радиации, массовая доля водяного пара с высотой монотонно уменьшается.

7.2. Изменение влажности во времени

Локальные изменения влажности, как и температуры, определяются переносом водяного пара по горизонтали и вертикали, а также трансформационными изменениями. Применительно, например, к случаю локального изменения массовой доли водяного пара q можно записать

$$\Delta q = \Delta q_a + \Delta q_w + \Delta q_r \quad (7.1)$$

Адвективные изменения Δq_a определяются так же, как и адвективные изменения температуры.

Изменения влажности за счет переноса водяного пара по вертикали Δq_w рассчитываются на основании данных об упорядоченных вертикальных движениях с учетом возможности начала процесса конденсации, когда нарушается условие переноса водяного пара как консервативной субстанции. Эти расчеты выполняются с помощью аэрологической диаграммы или на ЭВМ.

Трансформационное изменение влажности Δq_T можно представить как сумму изменений в виде суточного хода $\Delta q'_T$ и изменений в процессе перемещения влажного воздуха над подстилающей поверхностью, условия испарения с которой меняются вдоль траектории движения воздуха $\Delta q''_T$, т. е. по аналогии с формулой (6.26)

$$\Delta q_T = \Delta q'_T + \Delta q''_T.$$

Имеется три вида суточного хода содержания водяного пара в атмосфере над сушей.

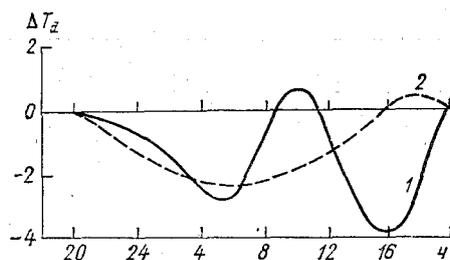


Рис. 7.4. Типы суточного хода дефицита точки росы в теплое полугодие. По А. А. Бачуриной.

1 — Иркутск; 2 — Красноярск. ΔT_d — отклонение точки росы от ее значения в 20 ч.

Первый тип характеризуется двумя максимумами (утром и вечером) и двумя минимумами (ночью и днем) (рис. 7.4, кривая 1).

Второй тип характеризуется одним максимумом в дневные часы и минимумом ночью. График суточного хода дефицита точки росы при этом типе процессов аналогичен графику суточного хода температуры (рис. 7.4, кривая 2).

Третий тип характеризуется ровным ходом характеристик влажности в течение суток. Колебания дефицита точки росы около среднего суточного значения не превышают $\pm 1^\circ\text{C}$.

В теплое полугодие в умеренных широтах над сушей преобладающим является первый тип суточного хода с двумя максимумами и минимумами в значениях точки росы (табл. 7.2).

С увеличением температуры подстилающей поверхности после восхода Солнца возрастает испарение влаги с подстилающей поверхности, в связи с чем увеличивается влажность в приземном слое. Рост влажности продолжается примерно до 9—10 ч, после чего влажность у поверхности Земли начинает убывать. Это связано с усилением турбулентного обмена, приводящим к переносу водяного пара от поверхности Земли в более высокие слои атмосферы. Поэтому, несмотря на интенсивное испарение в послеполуденные часы (15—16 ч), в суточном ходе влажности отмечается минимум. Затем в результате ослабления турбулентного обмена перед заходом Солнца (21—22 ч) наступает второй максимум в суточном ходе влажности. Ночью в связи с ослаблением испарения наступает второй минимум.

Таблица 7.2

Повторяемость (%) типов суточного хода влажности воздуха (точки росы) в различных пунктах СССР за апрель — сентябрь.
По А. А. Бачуриной

Пункт	Тип			Пункт	Тип		
	I	II	III		I	II	III
Москва	55	18	27	Вильнюс	54	26	20
Красноярск	76	9	15	Ереван	42	4	41
Чита	70	30	0	Мурманск	45	55	0
Свердловск	75	16	9				

В верхней части пограничного слоя суточный ход влажности обратен суточному ходу в приземном слое.

Первый тип суточного хода влажности характерен для малооблачной погоды, сухой почвы и большой толщины слоя сухоадиабатического градиента в дневные часы (табл. 7.3).

Второй тип суточного хода влажности с одним максимумом днем и минимумом ночью всего отмечается при облачной погоде, сырой почве, при отсутствии или небольшой толщине слоя с сухоадиабатическим градиентом в дневные часы. Поэтому, в частности, в Мурманске (см. табл. 7.2) второй тип суточного хода влажности даже в теплое полугодие наблюдается чаще, чем первый. Условия, способствующие формированию второго типа суточного хода, наиболее типичны для холодного полугодия на суше и в течение всего года над океаническими акваториями.

Третий тип суточного хода влажности чаще всего наблюдается при условиях, близких к условиям формирования суточного хода второго типа. Замечено, что при втором и третьем типах суточного хода пасмурная погода обычно сопровождается осадками. При втором типе суточного хода осадки бывают преимущественно ливневые, а при третьем — обложные.

Таблица 7.3

Повторяемость (%) типов суточного хода влажности воздуха (точки росы) в зависимости от метеорологических факторов в районе Москвы. По А. А. Бачуриной, М. С. Конюховой

Тип суточного хода	Почва		Состояние неба		В погран-слое с $\gamma \geq \gamma_a$, %	Средняя высота верхней границы слоя (км) с $\gamma \geq \gamma_a$
	сухая	сырая	ясно	пасмурно		
Первый	64	36	73	27	80	1,5
Второй	16	84	14	86	48	0,95
Третий	23	77	22	78	60	0,95

Следует иметь в виду, что все три типа суточного хода влажности могут наблюдаться (с разной вероятностью) в любое время года в одном и том же пункте. Поэтому знание условий формирования этих типов применительно к местным условиям весьма важно, особенно если графики суточного хода используются при краткосрочном прогнозе влажности.

Трансформационные изменения влажности, происходящие при перемещении воздуха вдоль подстилающей поверхности, учитываются статистически в зависимости от состояния этой поверхности.

Данные табл. 7.4 показывают, что степень увлажнения почвы существенно влияет на знак трансформационных изменений влажности, особенно при перемещении воздуха из районов с одной степенью увлажнения в район с другой ее степенью. Перемещение воздуха над сухой подстилающей поверхностью чаще приводит к уменьшению его влажности, причем в 90 % случаев изменения точки росы за сутки не превышает 2 °С. При перемещении воздуха над влажной почвой, с сухой на влажную и с влажной на сухую трансформационные изменения точки росы в 30—50 % случаев превышают 2 °С.

Таблица 7.4

Повторяемость (%) знаков трансформационных изменений точки росы при перемещении воздуха в теплое полугодие над подстилающей поверхностью с различным увлажнением. Европейская часть СССР. По А. А. Бачуриной и М. С. Конюховой

Степень увлажнения почвы и характер перехода	Изменение влажности		
	+	-	0
Сухая	40	50	10
Влажная	75	10	15
Влажная — сухая	6	77	17
Сухая — влажная	83	2	15

Примечание. „+“ — влажность увеличивается, „-“ — уменьшается, „0“ — без изменения.

ГЛАВА 8. ПОЛЕ ОБЛАЧНОСТИ

8.1. Классификация облачных систем и их структурных элементов

Облака возникают в результате конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере и представляют собой видимую совокупность взвешенных капель воды и кристаллов льда, находящихся

на некоторой высоте от поверхности Земли. С ними связаны осадки различного вида и интенсивности. Облака изменяют тепловой и радиационный режим атмосферы, существенно влияют на работу транспорта, особенно авиации. Для описания облачности применяются различные характеристики, от микрофизических до макромасштабных. Наиболее употребительными из них в синоптической практике являются количество и формы облаков, высота верхней и нижней границ. Количество и формы облаков оцениваются визуально при наблюдениях с наземной сети синоптических станций или при анализе спутниковых фотографий облачности. Высоты верхней и нижней границ облаков определяются инструментально.

При наблюдении с Земли осматривается ограниченная поверхность небесного свода, причем его площадь зависит от высоты нижней границы облаков. Диапазон радиуса обзора с Земли поверхности небесного свода может меняться от 0,4 до 45,0 км. В связи с этим первые классификации облачности были построены как классификации отдельных облачных образований, т. е. структурных элементов облачных полей. Характеристики последних в наиболее полном виде были получены только с появлением спутниковой информации об облачности.

Широко известной является морфологическая классификация облаков. Она основывается на учете высоты нижней границы облака и его внешнем виде. В зависимости от высоты основания облака делятся на четыре семейства:

- облака верхнего яруса, нижняя граница которых находится выше 6 км;
- облака среднего яруса с нижней границей в пределах 2—6 км;
- облака нижнего яруса, нижняя граница которых находится ниже 2 км;
- облака вертикального развития.

Каждое семейство облаков состоит из нескольких форм, а формы — из нескольких видов и разновидностей. Детально эта классификация изучается в курсе общей метеорологии (физики атмосферы).

Классифицируются облака также по фазовому состоянию. По этому признаку они делятся на водяные (капельные), кристаллические (ледяные) и смешанные.

Можно классифицировать облака по генетическому принципу, т. е. по физическим причинам их образования. При этом исходят из того, что основной причиной их образования является перенос водяного пара по вертикали и его охлаждение. Как уже указывалось в гл. 5, вертикальные движения могут быть разбиты на три класса: конвективные, турбулентные и упорядоченные. В результате воздействия каждого класса вертикальных движений возникают облака определенных форм. Так, конвективные вертикаль-

ные движения приводят к образованию облаков вертикального развития, упорядоченные вертикальные движения — к образованию мощных систем слоистообразной облачности нижнего и среднего яруса Ns — As , а турбулентные вертикальные движения — к образованию облаков вида St , Sc , Ac и др. Кроме того, следует выделить облака, образующиеся в результате волновых движений в атмосфере, возникающих при обтекании крупных неровностей рельефа (орографические облака), и в результате волновых процессов на поверхностях инверсий температуры. Такие облака называют волнистообразными. Возникают они потому, что в гребне волны воздух поднимается вверх и охлаждается, что при его достаточной влажности приводит к образованию облачных гряд и валов.

Спутниковые фотографии облачности позволили установить, что облака, в ряде случаев по наземным наблюдениям, представляющиеся изолированными друг от друга, на самом деле организованы в облачные системы. По размерам эти системы делятся на мезомасштабные и макромасштабные.

Мезомасштабные облачные системы по своей структуре делятся на следующие виды:

— облачные линии — узкие полосы облаков, состоящие из цепочек кучевых облаков диаметром не более 1 км. Если расстояния между этими облаками меньше разрешающей способности аппаратуры ИСЗ, то они выглядят в виде непрерывных линий параллельных (продольных) или почти перпендикулярных (поперечных) основному облачному массиву. Длина таких облачных линий достигает нескольких сотен километров (рис. 8.1 а);

— облачные гряды — система конвективных облаков, напоминающая по своему виду цепочку. Ширина такой цепочки составляет 10—15 км, а длина — от 30 до нескольких сотен километров (рис. 8.1 б);

— линии шквалов являются разновидностью облачных гряд и представляют собой скопления кучево-дождевых облаков в виде почти сплошной облачной гряды протяженностью до нескольких сотен километров (рис. 8.2);

— облачные ячейки. Различают ячейки открытые и закрытые. Открытые облачные ячейки имеют форму, близкую к шестиугольнику, и безоблачные пространства внутри. Внешний обвод ячейки состоит из нескольких десятков отдельных кучевых, мощных кучевых или кучево-дождевых облаков, частично слившихся друг с другом, частично разделенных безоблачным пространством (рис. 8.1 в, область б). Диаметр таких ячеек чаще всего составляет 30—40 км, но может меняться в пределах 10—100 км. Закрытые облачные ячейки также имеют форму, близкую к шестиугольнику, ограниченную с внешней стороны безоблачным пространством (рис. 8.1 в, область А). Эти ячейки образуются из слоисто-кучевых облаков, иногда в сочетании со слоистыми или

кучевыми. Горизонтальные размеры закрытых ячеек изменяются в пределах 10—100 км;

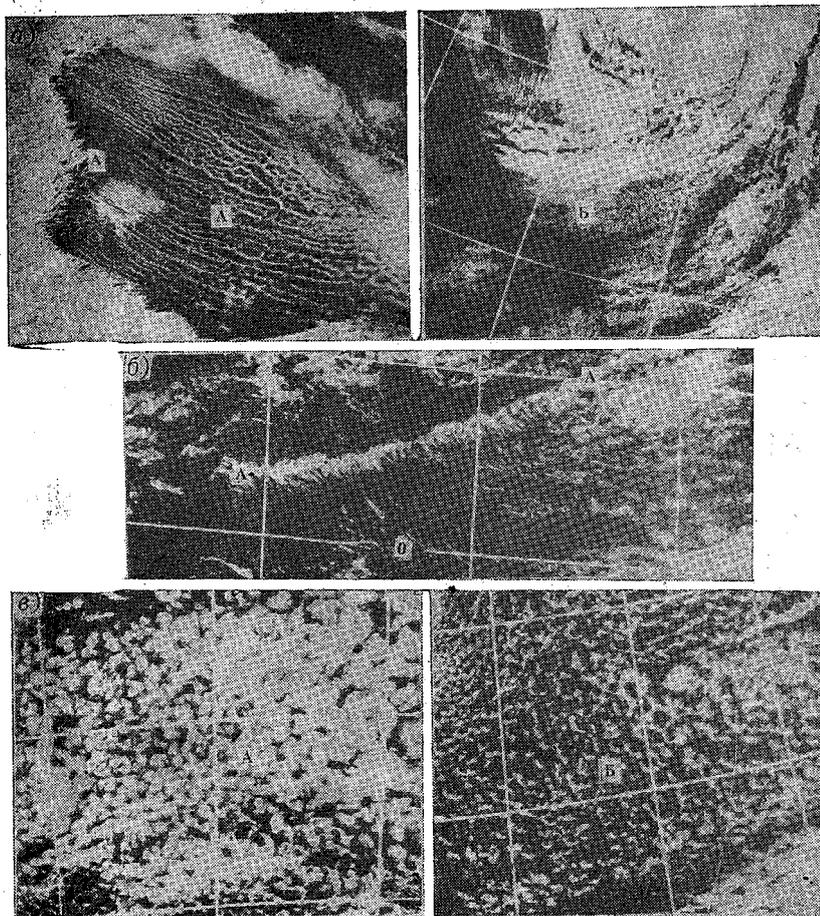


Рис. 8.1. Мезомасштабные облачные системы.

a — облачные линии (*АА* — продольные, *Б* — поперечные); *б* — облачная гряда (*АА*);
в — облачные ячейки (*А* — закрытые, *Б* — открытые).

— волнистые облака. Эти мезомасштабные облачные образования представляют собой извилистые полосы шириной от сотен метров до десятков километров. Безоблачные просветы между ними имеют примерно такие же размеры. Это или орографические облака, или облака, возникшие в результате волновых процессов в инверсионных слоях (подынверсионные облака). Иногда их мо-

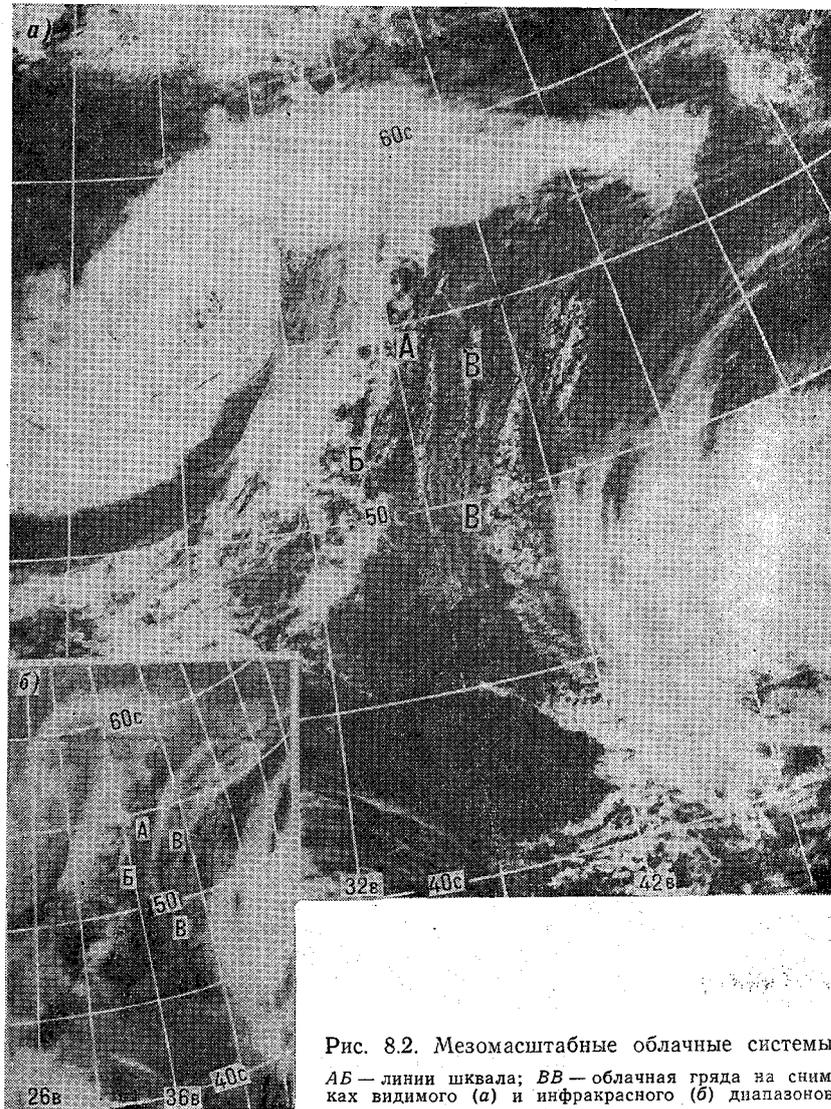


Рис. 8.2. Мезомасштабные облачные системы.

АВ — линии шквала; ВВ — облачная гряда на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

жно наблюдать на границах крупномасштабных облачных полей (рис. 8.3 а, б);

— аномальные линии облачности — так называются облачные образования, возникающие из конденсационных следов за самолетами и кораблями. Поэтому они имеют не связанные с особенностями циркуляции направления. Их ширина достигает 40 км, а длина — нескольких сотен километров (рис. 8.3 в, г);

— мезомасштабные вихри. Эти облачные образования, имеющие диаметр от нескольких десятков до нескольких сотен километров и состоящие из чередующихся облачных и безоблачных

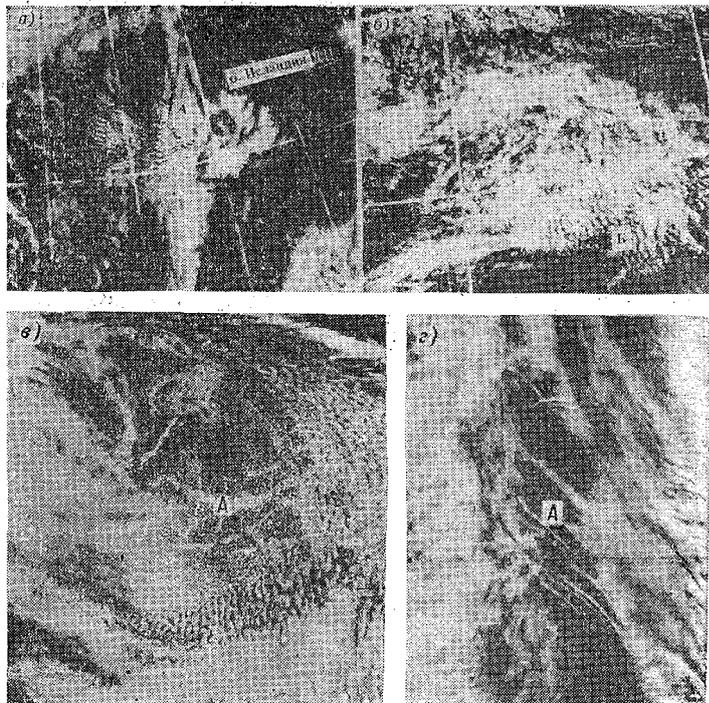


Рис. 8.3. Мезомасштабные облачные системы.

а, б — волнистые облака (А — орографические облака, Б — подынверсионные облака);
в, г — аномальные линии (А).

спиралей. Различают орографические и конвективные мезовихри, а также вторичные облачные вихри. Орографические мезовихри образуются из слоистых и слоисто-кучевых облаков с подветренной стороны островов (рис. 8.4 а) и вдоль высоких побережий, когда направление ветра параллельно береговой линии (рис. 8.4 б). Диаметр орографических вихрей изменяется от 10 до 100 км. Конвективные мезовихри сформированы из спиралей кучевых и кучево-дождевых облаков и промежуточных безоблачных спиралей. Размеры конвективных мезовихрей несколько больше, чем орографических и составляет 50—200 км (рис. 8.4 в). Вторичные облачные вихри по структуре аналогичны конвективным мезовихрям, но поскольку возникают в условиях, более благоприятных для развития конвективных и вихревых движений, то

имеют большие горизонтальные размеры. Диаметр этих облачных систем составляет 200—500 км. В начальной стадии своего разви-

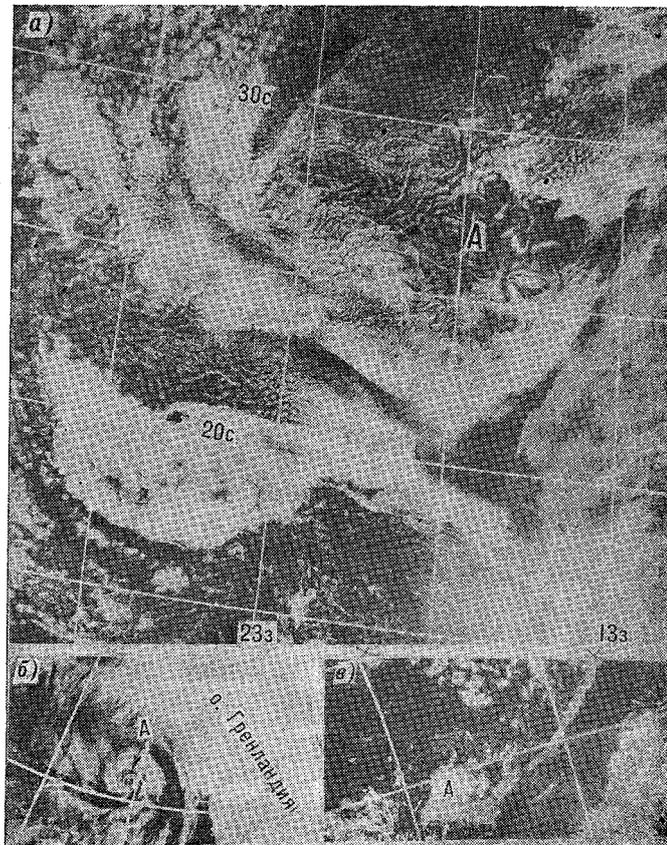


Рис. 8.4. Мезомасштабные облачные системы.

а — орографические мезовихри (А), образовавшиеся с подветренной стороны группы островов (Канарские, Мадейра) в обширном поле слоисто-кучевой облачности; *б* — орографический мезовихрь (А), образовавшийся из слоистых облаков вдоль побережья; *в* — конвективный мезовихрь (А), состоящий из кучево-дождевых и кучевых облаков.

тия вторичный облачный вихрь, как это представлено на рис. 8.5, изолирован от макромасштабного облачного поля, связанного чаще всего с циклоном, в тыловой части которого обычно он возникает.

Некоторые из рассмотренных мезомасштабных облачных систем могут иметь размеры, приближающиеся к 500 км, что дает основание в таких случаях относить их к облачным системам суб-

синоптического масштаба, как это сделано, например, в «Технической записке ВМО № 124» (Л.: Гидрометеиздат, 1974).

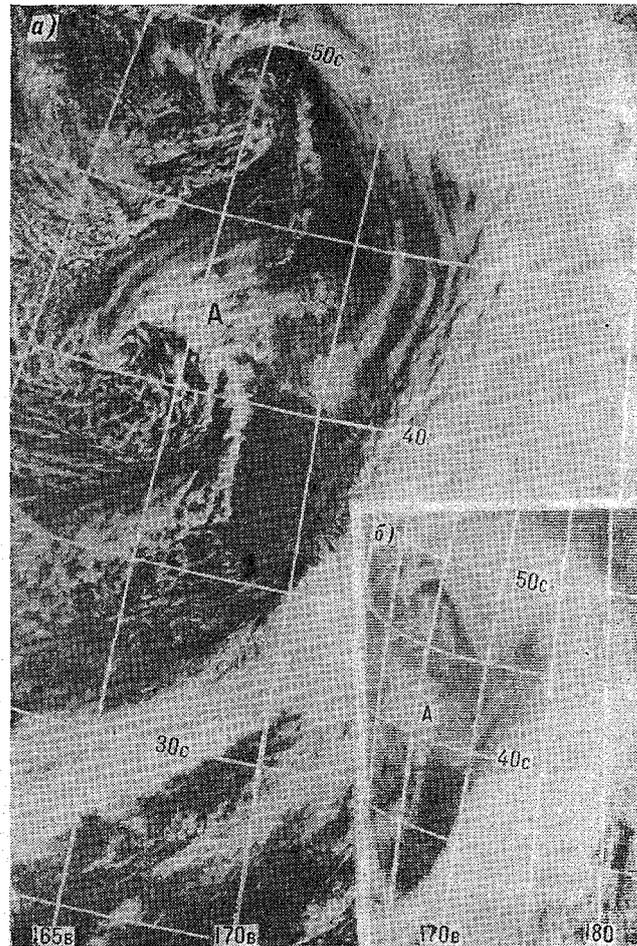


Рис. 8.5. Вторичный облачный вихрь (А), образованный из кучево-дождевых, кучевых и перистых облаков на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

Макромасштабные облачные системы делят на следующие виды:

— **облачные полосы** — вытянутые облачные системы, длина которых в несколько раз превышает ширину (рис. 8.6). Ширина облачной полосы обычно менее 1000 км. Иногда облачная полоса

состоит из нескольких отдельных более узких облачных полос, разделенных безоблачными промежутками. На границах облач-

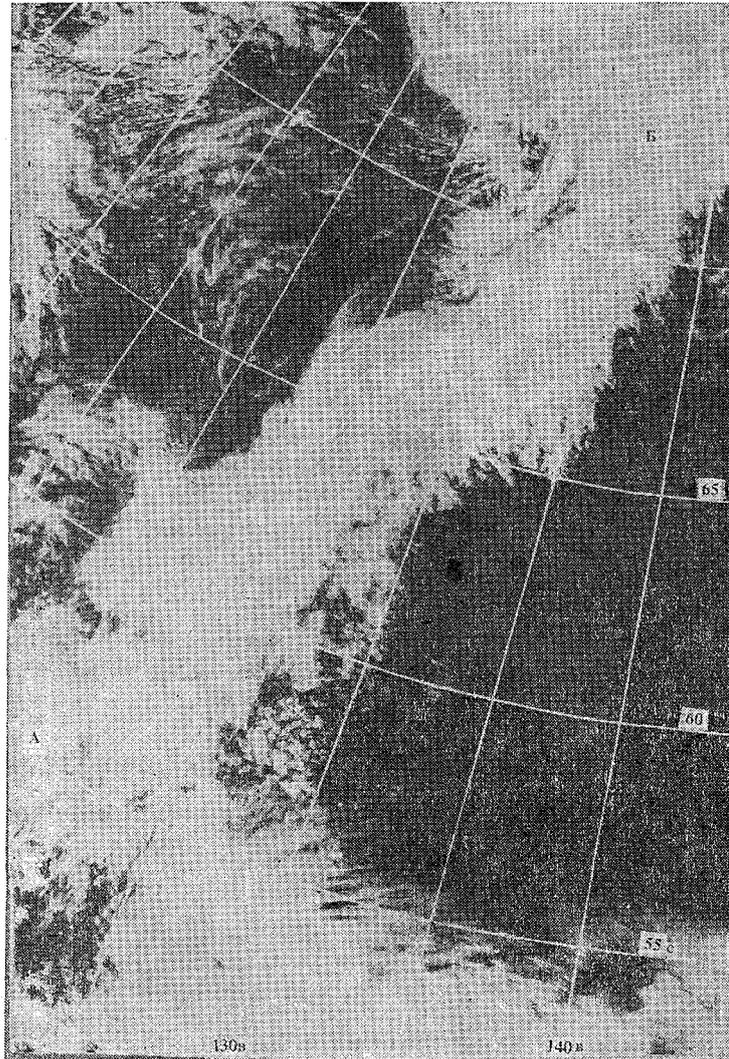


Рис. 8.6. Облачная полоса (АБ) холодного фронта.

ных полос облачное поле чаще всего состоит из несплошной облачности. На перифериях циклонов и антициклонов облачные полосы обычно имеют соответственно циклонический и антициклонический изгибы;

— облачные вихри — вихри с хорошо выраженной спиралевидной структурой поля облачности. Фокус облачной спирали явля-



Рис. 8.7. Внетропический облачный вихрь в северном полушарии.

А — центр вихря.

ется центром атмосферного вихря. Облачные вихри связаны с циклонами. В связи с различием структуры термобарических полей внетропических и тропических циклонов связанные с ними облачные вихри также отличаются структурой облачных полей.

Внетропические облачные вихри в зависимости от стадии развития циклона, интенсивности вертикальных движений, влажности

воздуха, характера подстилающей поверхности и других причин могут иметь различные размеры и формы. Однако во всех

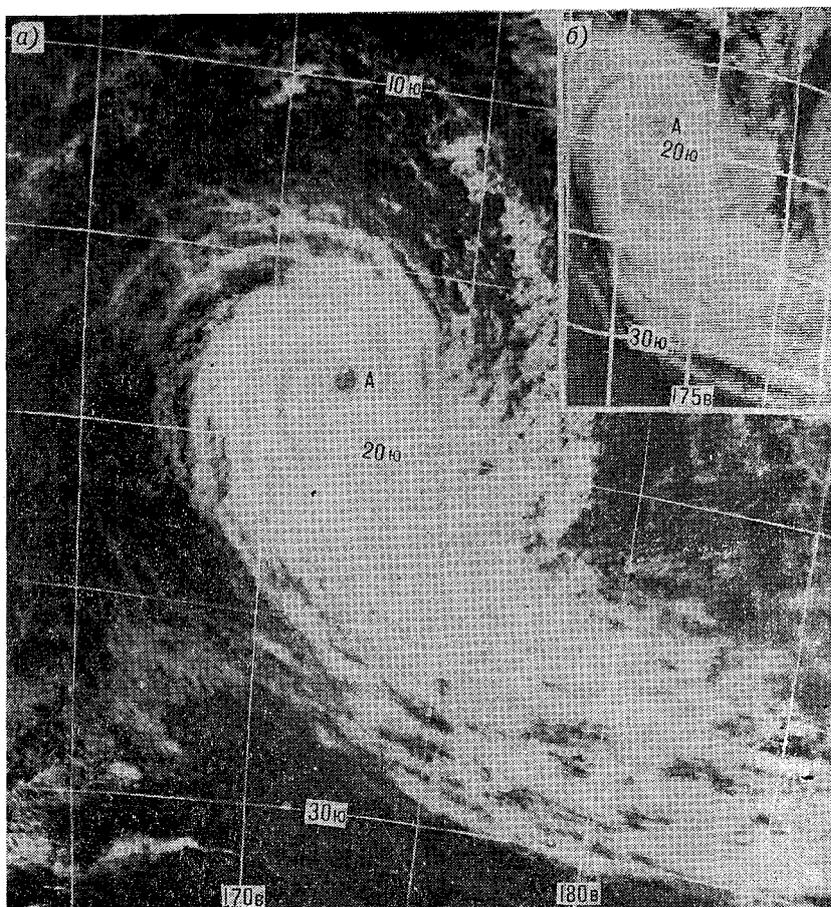


Рис. 8.8. Облачность тропического циклона в максимальной стадии развития на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

А — глаз бури.

случаях сохраняются спиралевидные элементы структуры облачного поля и сходимости полос к центру вихря против часовой стрелки (в северном полушарии) (рис. 8.7). Облачная система внетропического циклона сформирована из облаков различных форм, только в заполняющемся циклоне облачное поле может быть сформировано из узких прерывистых облачных линий, состоящих из облаков вертикального развития. Размеры облачного

поля циклона в стадии максимального развития соизмеримы с размерами циклона.

Облачное поле тропического циклона (тайфуна, урагана) тоже представляет собой спиралевидную облачную систему, имеющую вид запятой, но с размерами меньшими, чем во внетропическом циклоне (рис. 8.8). Диаметр облачного поля не превышает 500—700 км. Оно сформировано преимущественно из кучево-дождевых и перистых облаков, которые вблизи центра циклона создают зону сплошной облачности. В центре тропического циклона иногда, как на рис. 8.8, можно видеть безоблачную область — глаз бури, но обычно он замаскирован от наблюдения с ИСЗ сплошным полем перистых облаков;

— облачность струйных течений — узких сильных воздушных потоков в верхней тропосфере и нижней стратосфере, имеющая специфическую структуру вследствие деформирующего влияния на облачные поля циклонов и атмосферных фронтов особенностей собственной (струйной) циркуляции. Она состоит обычно из плотной пелены перистых облаков, имеющих волокнистую структуру, и находится с теплой стороны струйного течения, т. е. справа от его направления (рис. 8.9). Отличительной чертой облачного поля в области струйного течения является наличие резкой границы перистой облачности со стороны холодного воздуха. На рис. 8.9 эта граница отчетливо видна по тени, которую облака верхнего яруса с теплой стороны струйного течения отбрасывают на облачность более низких уровней на холодной стороне струйного течения. Характерная длина облачной системы с резкой границей перистой облачности определяется протяженностью струйного течения, которая измеряется обычно несколькими тысячами километров. Со струйными течениями, образующимися в субтропических широтах, связаны обширные массивы перистой облачности, простирающиеся на несколько тысяч километров. Для них характерно наличие полос, ориентированных перпендикулярно общему направлению облачной полосы;

— облачные поля внутритропической зоны конвергенции состоят из кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых облаков в сочетании с перистыми облаками в виде полос, расположенных вблизи экватора над океаническими акваториями. Эти полосы могут быть прерывистыми или сплошными и иметь длину до нескольких тысяч километров.

Облачные системы, связанные со струйными течениями в умеренных и субтропических широтах, с зонами внутритропической конвергенции, имеют линейные размеры, зачастую достигающие нескольких тысяч километров, поэтому их можно, в соответствии с уже упомянутой «Технической запиской ВМО № 124», отнести к облачным полям планетарного масштаба. На основе такой более детальной классификации облачных полей построена табл. 8.1 с соотношениями пространственных и временных масштабов,



Рис. 8.9. Облачность, связанная со струйным течением.

АБ — край перистых облаков на краю теплой части струйного течения.

Таблица 8.1

Соотношение пространственных и временных масштабов облачных систем

Облачные системы	Линейные размеры, км	Время существования, сутки
Мезомасштабные	10—100	0,5—1
Субсиноптические	100—500	1—2
Синоптические	500—1500	2—10
Планетарные	1000—10 000	10—100

из которой следует, что чем больше линейный масштаб облачной системы, тем значительнее время ее существования.

Облачные поля обладают различной плотностью облачного покрова. Поэтому они могут быть классифицированы по этому признаку. При анализе спутниковой информации приняты следующие градации среднего количества облаков над какой-либо площадью обзора и их названия:

- покрыто облаками более 80 % площади — сплошная облачность;
- покрыто облаками от 50 до 80 % площади — значительная облачность;
- покрыто облаками от 20 до 50 % площади — небольшая облачность;
- покрыто облаками менее 20 % площади — малооблачно (ясно).

При использовании данных наземных наблюдений обычно классифицируют облачные поля по следующим градациям:

- 0—2 балла — ясно (малооблачно);
- 3—7 баллов — полуясно;
- 8—10 баллов — пасмурно.

Синоптическая классификация облачных полей основана на представлении о том, что тропосферный воздух состоит из крупных объемов со сравнительно однородными метеорологическими характеристиками и узких переходных зон между ними — атмосферных фронтов. В зоне атмосферных фронтов развиты интенсивные упорядоченные восходящие движения и, зачастую активная конвекция, что приводит к образованию специфических для каждого типа фронта (холодного, теплого, окклюзии) облачных систем. Такие облачные системы называются *фронтальными*.

В пределах одной и той же воздушной массы при благоприятных условиях могут возникать обширные поля подынверсионной облачности типа St, Sc и поля — конвективной, орографической и другой облачности. Такие облачные системы называют *внутри-массовыми*.

8.2. Поле общей облачности и его пространственная и временная изменчивость

Распределение облачности над земным шаром крайне неравномерно. Даже средние сезонные значения количества общей облачности, представленные на рис. 8.10 и 8.11, где показано распределение среднего количества общей облачности зимой и летом по спутниковым данным, могут меняться от 0,5 балла (Сахара) до 8 баллов (северные акватории Атлантического и Тихого океанов). На средних сезонных картах такие контрасты характерны для расстояний, измеряемых тысячами километров. На ежедневных синоптических картах зачастую приходится встречаться с изменениями количества общей облачности от нуля до 10 баллов на расстояниях порядка сотен километров, а в горных районах — десятков километров.

В среднем и зимой, и летом в распределении среднего количества общей облачности как в северном, так и в южном полушарии отмечается два максимума и два минимума. Один из максимумов (общий для обоих полушарий) находится в приэкваториальной зоне, а другой — в умеренных широтах, т. е. в планетарных областях пониженного давления (см. рис. 3.8 и 3.9). Первый минимум располагается в субтропическом поясе повышенного давления, а второй — в высоких широтах, где большую часть года отмечается повышенное давление и низкая влажность воздуха. Все эти зоны в годовом ходе от зимы к лету смещаются в более высокие широты аналогично тому, как смещаются широтные зоны повышенного и пониженного давления. В этих фактах находит выражение связь между полями облачности и давления. Представление о сезонных изменениях количества общей облачности дает табл. 8.2.

Из материков наиболее «облачным» является Европа, где не только в среднем за год, но во все сезоны среднее количество общей облачности больше, чем на других материках. Наименьшее количество облаков отмечается в северной части Африканского континента.

Годовой ход среднего количества общей облачности над Европой обратен годовому ходу на всех остальных материках. Это также связано с сезонными особенностями поля давления. Зимой большая часть Европы находится под влиянием североатлантической (исландской) депрессии (см. рис. 3.8), а летом на нее распространяется гребень азорского антициклона (см. рис. 3.9). На других материках, наоборот, зимой давление более высокое, чем летом, и циркуляция имеет антициклонический режим.

Годовой ход среднего количества общей облачности над наиболее обширными Атлантическим и Тихим океанами, простирающимися в северном полушарии от экватора до Полярного круга,



Рис. 8.10. Поле среднего количества общей облачности зимой. По Ю. Л. Матвееву.

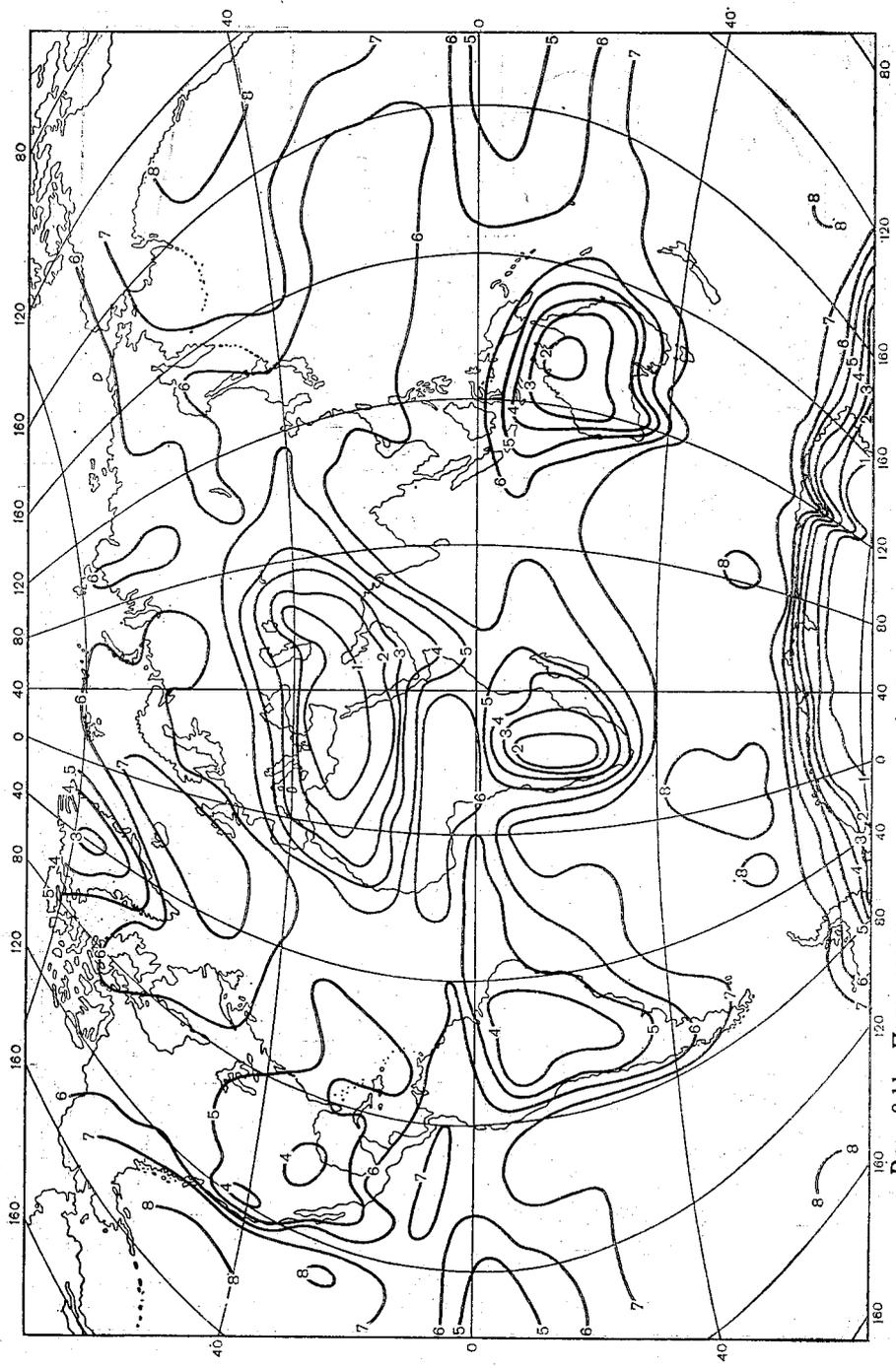


Рис. 8.1.1. Поле среднего количества общей облачности летом. По Ю. Л. Матвееву.

Таблица 8.2

Осредненные по материкам и океанам северного полушария средние сезонные и годовые значения количества общей облачности в баллах.
По Ю. Л. Матвееву

Район осреднения	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Материки					
Европа	6,3	5,9	5,4	6,0	5,9
Азия	3,9	4,6	4,9	4,3	4,4
Африка	2,9	3,6	4,0	3,6	3,5
Америка	4,8	5,2	5,7	5,7	5,3
Все материки	4,0	4,6	4,9	4,5	4,5
Океаны					
Ледовитый	3,9	4,6	6,2	4,4	4,8
Атлантический	5,9	5,6	5,4	5,7	5,6
Индийский	3,7	3,5	5,8	4,6	4,4
Тихий	6,2	6,1	6,2	6,4	6,2
Все океаны	5,8	5,6	6,0	5,9	5,8
Полушарие	5,1	5,0	5,5	5,4	5,3

выражен сравнительно слабо. Максимальная межсезонная разность для Атлантического океана составляет 0,5 балла, а для Тихого — 0,3 балла. В целом, над океанической частью северного полушария среднее количество общей облачности во все сезоны более чем на один балл выше по сравнению с материками.

В умеренных широтах континентальной части северного полушария поле сплошной облачности и зон малооблачной погоды во все сезоны имеют наибольшие площади по сравнению с полями со значительной и небольшой облачностью. При этом от зимы к лету площади полей сплошной облачности во всех районах уменьшаются в несколько раз.

Условием образования облачности является наличие вертикальных движений и близость водяного пара к состоянию насыщения. Характер этой зависимости иллюстрирует демаркационный график, представленный на рис. 22.5 а, где по оси абсцисс отложен дефицит точки росы на изобарической поверхности 850 гПа, а по оси ординат — вертикальная скорость в гПа/24 ч на той же изобарической поверхности. Видно, что с увеличением скорости восходящих движений и влажности воздуха вероятность наличия облачности вблизи изобарической поверхности 850 гПа (облачность нижнего яруса) возрастает. При дефиците точки росы 7—8°C присутствие облачности нижнего яруса маловероятно, а при дефиците точки росы ниже 2°C облачность нижнего яруса будет наблюдаться в большинстве случаев даже при нисходящих упорядоченных вертикальных движениях.

Для диагноза положения облачных слоев по результатам температурного зондирования можно использовать данные о средних значениях дефицита точки росы на главных изобарических поверхностях для случаев присутствия и отсутствия облачности вблизи этих поверхностей:

P гПа	850	700	500	300
ΔT_d °С в облаках . . .	1,5	2,0	2,5	3,0
ΔT_d °С без облаков . .	5,2	7,2	8,2	8,5

Однако поскольку достижение критического значения ΔT_d еще не является достаточным для диагноза наличия облачности, то использование приведенных критериев не всегда дает положительные результаты. Примером являются данные табл. 8.3.

Таблица 8.3

Сравнение результатов диагноза наличия облачности нижнего яруса по данным радиозондирования (p) и фактическому наличию облачности по наземным наблюдениям (ϕ). Казань, 1962 г. По Л. С. Дубровиной и В. Д. Верзуновой

Сезон	Число случаев		Совпадение p и ϕ		
	p	ϕ	$p+$ $\phi+$	$p-$ $\phi+$	$p+$ $\phi-$
Зима	305	205	174	31	22
Лето	358	222	113	109	15

Как видно, диагноз дает удовлетворительные результаты зимой, когда в районе Казани преобладает слоистая облачность нижнего яруса (совпадение результатов расчета и наблюдений в 85 % случаев). Летом при преобладании кучевообразной облачности такой подход практически не пригоден. Надо полагать, что в этих условиях радиозонд часто попадает в просветы между облаками, где дефицит точки росы гораздо больше его критического значения.

Значения количества общей облачности имеют пространственную и временную связь. Пример пространственной связи по срочным наблюдениям на станциях европейской части СССР летом дают расчеты Д. М. Сонечкина и И. С. Хандуровой:

Расстояние, км]	0	200	400	600	800	1000
Коэффициент корреляции	1,00	0,61	0,37	0,23	0,14	0,08

Радиус пространственной корреляции количества общей облачности достигает 400 км, на расстоянии около 300 км коэффициент корреляции равен 0,5.

Для небольших интервалов времени, около полусуток, сохраняется довольно тесная взаимосвязь между исходным и последующим количествами общей облачности с коэффициентом корреляции более 0,5 (рис. 8.12). С этой же точки зрения представляют практический интерес оценки вероятности сохранения градации количества

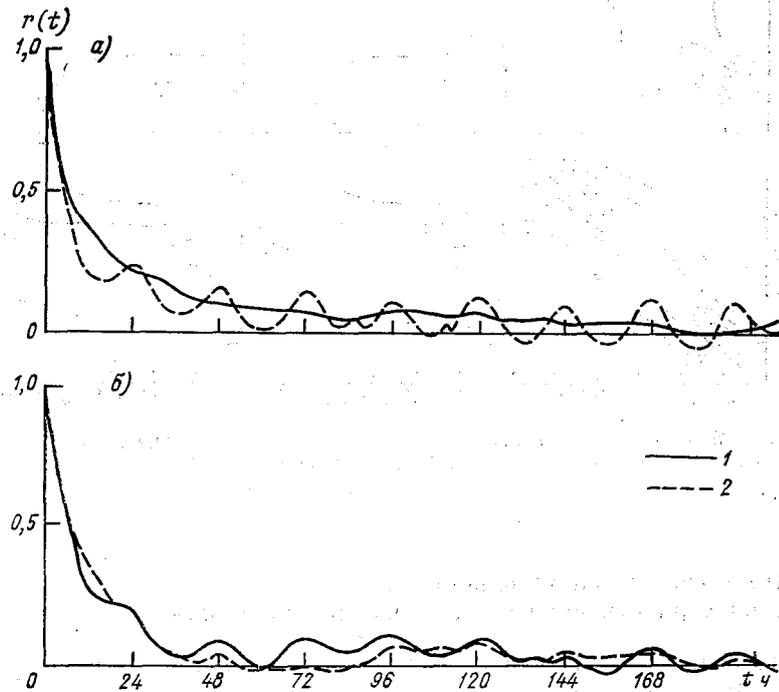


Рис. 8.12. Временная нормированная автокорреляционная функция количества общей облачности для зимы (1) и лета (2). По В. И. Волковой.
а — Минск, б — Ташкент.

ства общей облачности или ее перехода в другую градацию в течение некоторого интервала времени. Рисунок 8.13 показывает, что наиболее устойчивым во времени является пасмурное состояние неба, в пределах нескольких часов — также его малооблачное состояние. Тенденция к сохранению существующей градации количества общей облачности значительно лучше выражено зимой, чем летом. На малых временных интервалах (несколько часов) вероятность сохранения исходной градации количества общей облачности: как зимой, так и летом больше, чем вероятность ее перехода в любую другую градацию, указанную на рис. 8.13.

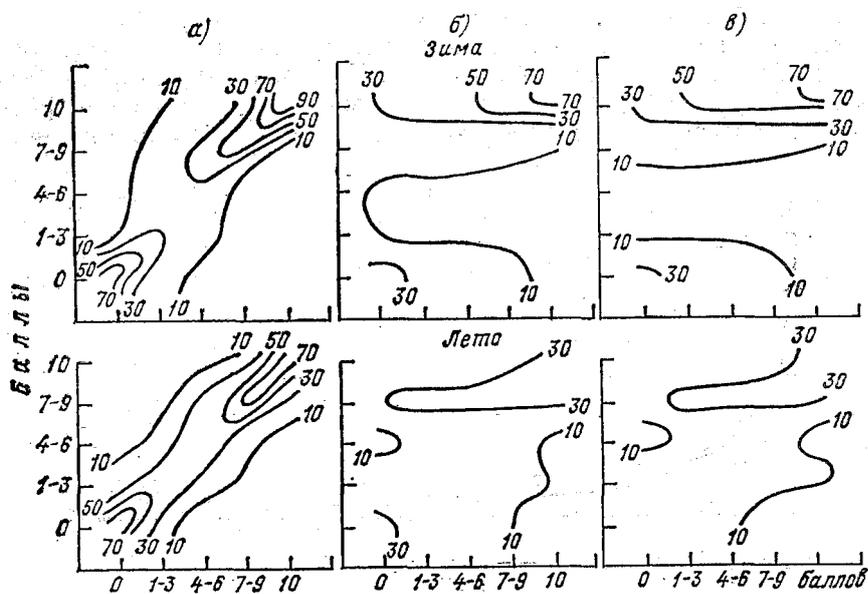


Рис. 8.13. Вероятность (%) сохранения и смены одного количества общей облачности другим на ст. Ленинград, аэропорт. По В. И. Волковой.

а, б, в — соответственно интервалы 1, 12 и 24 ч.

8.3. Поле конвективной облачности и его пространственная и временная изменчивость

Конвективные облака представляют собой изолированные друг от друга облачные образования, которые, однако, группируются, создавая облачные системы. Поля конвективной облачности могут представлять собой совокупность таких мезомасштабных систем, как облачные линии и гряды, закрытые облачные ячейки, а также облачные системы объектов синоптического масштаба, как внутритропические зоны конвергенции, тропические циклоны.

Нередко наблюдаются обширные облачные поля смешанного типа, где встречается как конвективная, так и неконвективная облачность. Иногда в пределах этого поля конвективные облака являются отдельными вкраплениями либо группируются в какой-то части облачного поля, иногда они представляют собой основной облачный массив.

Сезонные и географические особенности распределения конвективной облачности можно установить, анализируя ее повторяемость. На рис. 8.14 представлена повторяемость конвективной облачности летом по данным метеорологических ИСЗ. Отчетливо прослеживается планетарная тропическая область высокой повто-

ряемости конвективной облачности, опоясывающая практически все полушарие. Наиболее далеко к северу эта область распространяется над юго-востоком Азии и над центральными частями Север-

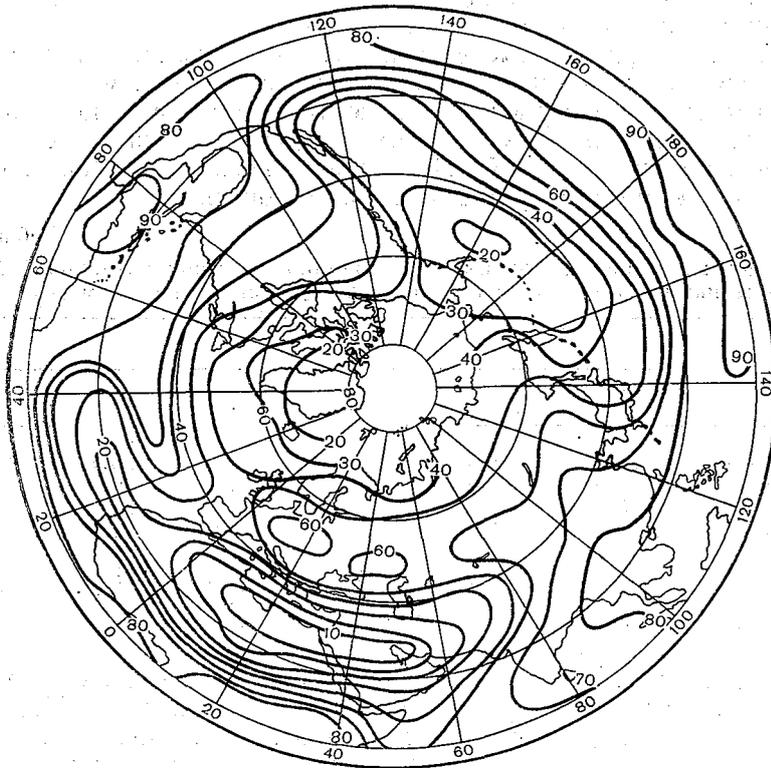


Рис. 8.14. Повторяемость конвективной облачности в северном полушарии летом. По В. И. Воробьеву.

ной Америки и Северной Атлантики. Еще один максимум повторяемости конвективных облаков занимает большую часть Европы и представляется в виде отрога основного максимума над юго-востоком Азии.

Основной минимум повторяемости конвективных облаков находится над субтропическими районами Северной Африки, Аравией и Иранским нагорьем, т. е. в зоне климата тропических пустынь. Для такого климата характерны большая сухость воздуха и высокое положение уровня конденсации, который почти никогда не достигается, несмотря на интенсивное развитие конвекции в связи с сильным прогреванием подстилающей поверхности. Этот минимум распространяется к западу на восточную часть субтропиче-

ской акватории Северной Атлантики. Два других минимума предполагаются в северных частях океанов, куда при западном переносе поступает с континентов теплый воздух, устойчивость стратификации которого повышается по мере движения к востоку над сравнительно холодной поверхностью океана.

Данные, приведенные в табл. 8.4, показывают, что летом повторяемость конвективной облачности над океанами монотонно возрастает с севера на юг. Над континентами основной минимум наблюдается в высоких широтах, а другой (частный) находится в пределах широт 20—40°. Последний совпадает с зоной наиболее высоких летних температур воздуха на континентах.

Таблица 8.4

Средняя по широтным зонам повторяемость (%) конвективных [облаков над океанами (О), континентами (К) и по полушарным поясам (П)]

Зона, ... °	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	22,0	38,9	36,6	40,1	23,7	25,9
50—60	29,5	50,0	44,6	41,3	26,0	30,0
40—50	33,1	54,0	47,3	42,5	28,3	32,8
30—40	53,5	47,0	49,6	50,3	32,5	39,6
20—30	62,2	49,3	55,7	59,0	27,3	43,2
10—20	73,0	68,7	71,5	67,5	33,8	57,2
0—10	80,9	83,9	82,0	77,7	70,9	75,3
0—70	63,1	55,1	58,8	62,2	33,9	47,2

Над континентальной частью полушария, находящейся южнее 60° с. ш., летом преобладает конвективная облачность. Над океанической частью полушария она становится преобладающей южнее 40° с. ш. В среднем для всего северного полушария летом характерны конвективные облака, причем над океанами их повторяемость на 8 % больше, чем над континентами.

Над Евразией и Северной Америкой от лета к зиме происходит сезонная смена областей максимальной повторяемости конвективной облачности очагами минимальной ее повторяемости со значением менее 30 % (рис. 8.15). Над океанами, наоборот, от лета к зиме происходит замещение областей минимальной повторяемости конвективной облачности очагами максимальной повторяемости.

Сохраняется планетарная зона повышенной повторяемости конвективных облаков в низких широтах. Область минимальных значений над Северной Америкой, Аравией и Иранским нагорьем зимой несколько смещается к югу и расширяется по площади.

Данные в табл. 8.4 показывают, что повторяемость конвективных облаков зимой в общем растет с севера на юг как над океанами, так и над континентами. Исключение составляет приэкватор-

риальная зона, где повторяемость конвективных облаков над океанами в 1,5—2,0 раза больше, чем над континентами. Над океанами эта зона располагается южнее 40° с. ш., а над континентами — южнее 20° с. ш.

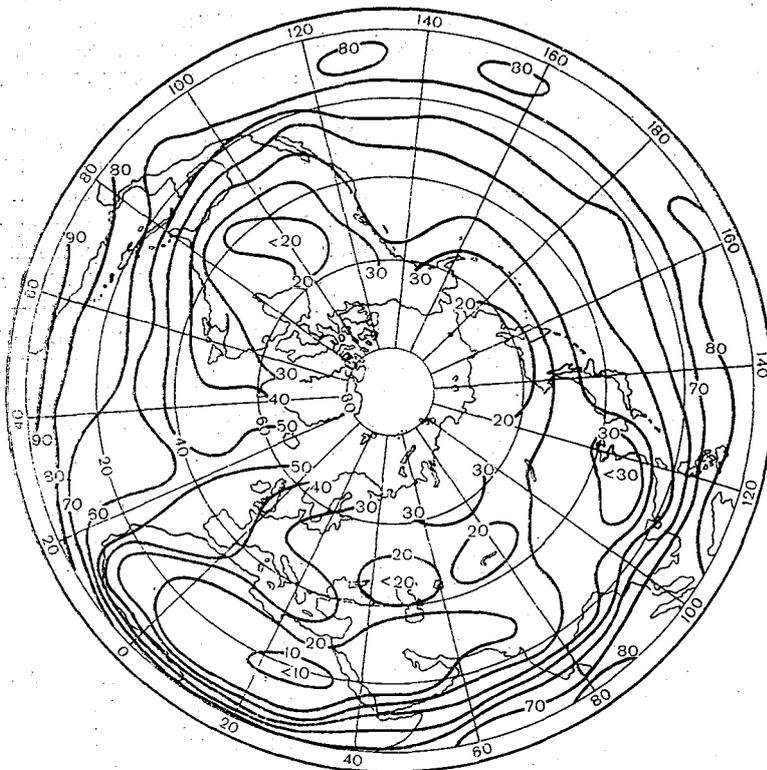


Рис. 8.15. Повторяемость конвективной облачности в северном полушарии зимой.
По В. И. Воробьеву.

Над океанами от лета к зиме повторяемость конвективных облаков меняется мало. Исключение представляют умеренные широты, где повторяемость возрастает примерно на 10 %. Над континентами от лета к зиме повторяемость конвективных облаков существенно уменьшается (в среднем по полушарию до 20 %). Это связано со значительным ослаблением конвекции над континентами зимой из-за низкой температуры подстилающей поверхности и преобладающего антициклонического режима циркуляции.

Многообразие форм конвективной облачности определяется интенсивностью и интервалом времени, в течение которого развиваются конвективные движения, а также влажностью воздуха.

При развитии конвекции в пределах пограничного слоя и достаточной влажности возникают внутримассовые плоские кучевые облака с высотой нижней границы в умеренных широтах 600—1200 м, с горизонтальной протяженностью 0,5—2,0 км, а вертикальной — несколько сотен метров. Время их существования порядка десятков минут. За это время одни облака исчезают, а другие появляются. Облака этой формы являются жидкокапельными. Скорость конвективных движений в них может достигать 1 м/с.

В тех случаях, когда конвекция охватывает слой тропосферы от подстилающей поверхности до 4—5 км, а влажность воздуха велика, образуются мощные кучевые облака со средней толщиной в умеренных широтах 3—4 км, а в тропической зоне — 6—8 км. Эти облака, как правило, внутримассовые. Нижняя граница находится обычно на высотах от 600 до 1200 м, верхняя граница может достигать в умеренных широтах 6—7 км, а в тропиках — 10—12 км. Горизонтальная протяженность мощных кучевых облаков обычно составляет 3—5 км. Время существования отдельного мощного кучевого облака несколько больше, чем кучевого, но не превышает одного часа. По своей микрофизической структуре облака являются жидкокапельными. Максимальные значения вертикальных скоростей достигают 10 м/с.

При активно развитой конвекции и высокой влажности воздуха как в пределах одной и той же воздушной массы, так и на фронтальных разделах образуются кучево-дождевые облака. Отличие их от мощных кучевых облаков в том, что их верхняя часть состоит из ледяных кристаллов, т.е. эти облака по микрофизической структуре относятся к категории смешанных облаков.

Высота нижней и верхней границ кучево-дождевого облака зависит от сезона и географического положения станции. Как следует из рис. 8.16, средняя высота нижней границы кучево-дождевых облаков над европейской частью СССР изменяется от 0,8 км зимой до 1,3 км летом, а положение верхней границы — от 2,3 км зимой до 5,9 км летом. Однако в пределах одного и того же сезона эти характеристики существенно зависят от положения (широты) станции (рис. 8.17). Как видно, особенно сильно зависит от местоположения станции высота верхней границы. Вершины наиболее развитых кучево-дождевых облаков могут достигать тропопаузы, а в отдельных случаях проникать в нижнюю стратосферу.

Горизонтальная протяженность кучево-дождевых облаков больше, чем мощных кучевых, и примерно в половине случаев превышает 20 км, а в 10 % случаев она больше 60 км. Скорость вертикальных движений обычно превышает 10 м/с, а иногда достигает 30—40 м/с и более. Время существования отдельного облака порядка десятков минут.

Из кучево-дождевых облаков выпадают ливневые осадки. Измерения их количества позволили, в частности, установить, что оно

существенно (в несколько раз) превышает запасы воды облака, из которого выпали эти осадки. Был сделан вывод: при интенсивности осадков более 1 мм/мин масса воды в кучево-дождевом облаке обновляется каждые 7—12 мин. С таким временным интервалом, очевидно, «обновляется» само кучево-дождевое облако.

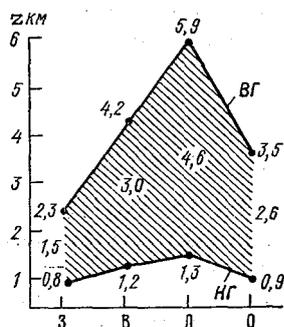


Рис. 8.16. Сезонный ход средних высот нижней (НГ) и верхней (ВГ) границ и вертикальной протяженности кучево-дождевых облаков над европейской частью СССР. По А. М. Баранову.

З — зима, В — весна, Л — лето, О — осень.

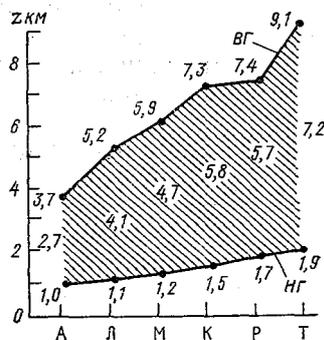


Рис. 8.17. Средняя высота нижней (НГ) и верхней (ВГ) границ и вертикальной протяженности кучево-дождевых облаков летом. По А. М. Баранову.

А — Архангельск, Л — Ленинград, М — Москва, К — Киев, Р — Ростов-на-Дону, Т — Тбилиси.

Таким образом, кучево-дождевое облако является генератором осадков из-за постоянно притекающего в него влажного воздуха, а не реализует запасы влаги какого-то одного, конвективно поднявшегося в свободную атмосферу объема воздуха.

С кучево-дождевыми облаками связано такое опасное метеорологическое явление, как гроза.

Суточный ход количества и толщины внутримассовых конвективных облаков следует суточному ходу развития термической конвекции над сушей и свободной конвекции над морем. Над сушей максимум отмечается в околополуденные часы, а минимум — в конце ночи. Над морем, наоборот, максимум количества и толщины конвективной облачности наблюдается во второй половине ночи, а минимум — днем.

Фронтальная кучево-дождевая облачность отчетливо выраженного суточного хода не имеет.

Наиболее благоприятные условия для образования конвективной облачности возникают в областях упорядоченных вертикальных движений, т. е. в циклонах и ложбинах. Здесь, как показал Л. Т. Матвеев, под влиянием этих вертикальных движений в ниж-

ней и средней тропосфере вертикальный градиент температуры увеличивается с течением времени, т. е. растет неустойчивость стратификации температуры. Это создает благоприятные условия для возникновения конвективных вертикальных движений и образования конвективной, и в частности кучево-дождевой, облачности, с которой связаны случаи ночных гроз и ливневых осадков. В прибрежных горных районах значительную роль в интенсификации образования кучево-дождевой облачности в ночные часы играет бризовая циркуляция, которая приводит к возникновению орографических восходящих движений.

8.4. Поле неконвективной облачности и его пространственная и временная изменчивость

Понятие неконвективной облачности объединяет большую группу форм облаков, основной причиной образования которых являются турбулентные и упорядоченные вертикальные движения в сочетании в некоторых случаях с охлаждением воздуха при неадиабатических процессах. К ним относятся фронтальные слоисто-дождевые и высокослоистые облака, слоистые, слоисто-кучевые и некоторые разновидности высоко-кучевых облаков, образующиеся, как правило, в однородных воздушных массах, перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые облака, которые могут быть как фронтальными, так и внутримассовыми.

Поля неконвективных облаков могут формироваться из мезомасштабных облачных систем, таких как закрытые облачные ячейки, волнистые облака, орографические вихри, или представлять собой облачные системы синоптического масштаба: облачные вихри внетропических циклонов, облачные полосы и др.

На основе анализа карт повторяемости неконвективной облачности (рис. 8.18 и 8.19) можно рассмотреть географические и сезонные особенности распределения этой группы облаков над северным полушарием.

Характер распределения повторяемости неконвективной облачности летом (см. рис. 8.18) во многом противоположен распределению повторяемости конвективных облаков. Сумма значений повторяемости конвективной (см. табл. 8.4) и неконвективной (табл. 8.5) облачности не дополняют друг друга до 100 %, поскольку при расчетах учитывалась повторяемость ясного неба, которая особенно велика над континентальной частью полушария летом в зоне 20—40° с. ш. (32—38 %), а зимой в зоне 10—30° с. ш. (около 42 %). Основные максимумы повторяемости неконвективной облачности находятся в северных частях океанов, где летом хорошо развита циклоническая деятельность и, следовательно, велика повторяемость фронтальной облачности, а также облаков слоистых форм, возникающих при адвекции теплого континентального воздуха на холодную поверхность океана. Оба эти максимума рас-

пространяются над океанами далеко к югу вдоль западных побережий Северной Америки и Африки, где над холодными Командорским и Канарским течениями под пассатными инверсиями создаются благоприятные условия для образования слоистых и слоисто-кучевых облаков.

В пределах планетарной зоны высокой повторяемости конвективных облаков в низких широтах повторяемость неконвективных облаков мала. Также она невелика (менее 10 %) над севером Африки, Аравией и Иранским нагорьем, где повторяемость ясного неба превышает 70—80 %. Средняя по 10-градусным широтным зонам повторяемость неконвективной облачности как над океанической, так и над континентальной частью северного полушария монотонно убывает с севера на юг (см. табл. 8.5). Над океанами она является преобладающей в высоких и умеренных широтах (севернее 40° с. ш.), а над континентами — только в высоких широтах (севернее 60° с. ш.).

Распределение повторяемости неконвективной облачности зимой имеет хорошо выраженный зональный характер (см. рис. 8.19). Максимумы ее повторяемости находятся в северной части зоны умеренных широт, а минимумы — в низких широтах.

От лета к зиме существенно возрастает повторяемость неконвективной облачности над континентами (см. табл. 8.5). Такое изменение в характере распределения связано с сезонной перестройкой поля давления. Зимой в антициклонических условиях над континентами часто возникают мощные инверсии, которые днем часто не успевают исчезнуть; слоистая (слоисто-кучевая) облачность, образовавшаяся ночью, в светлое время суток не рассеивается и фиксируется со спутника в течение всех суток. Кроме того, над западными частями континентов в умеренных и высоких широтах развивается активная циклоническая деятельность, что приводит к увеличению повторяемости фронтальной облачности. Дру-

Таблица 8.5

Средняя по широтным зонам повторяемость (%) неконвективной облачности

Зона, ... ° с. ш.	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	75,4	53,6	56,6	59,2	69,9	67,5
50—60	69,2	44,8	51,1	57,9	67,4	64,9
40—50	65,6	33,3	43,6	56,6	64,9	62,3
30—40	43,2	21,0	29,8	48,7	52,4	50,9
20—30	32,0	12,2	22,1	37,0	31,2	34,1
10—20	24,0	11,7	19,6	25,0	23,7	22,9
0—10	16,5	13,1	15,2	18,9	15,9	17,8
0—70	33,7	27,1	30,1	34,0	47,6	41,0

гое дело летом, когда над континентами возникают преимущественно ночные радиационные инверсии, которые с восходом Солнца исчезают. Связанные с этими инверсиями слоистые (слоисто-кучевые) облака днем рассеиваются.

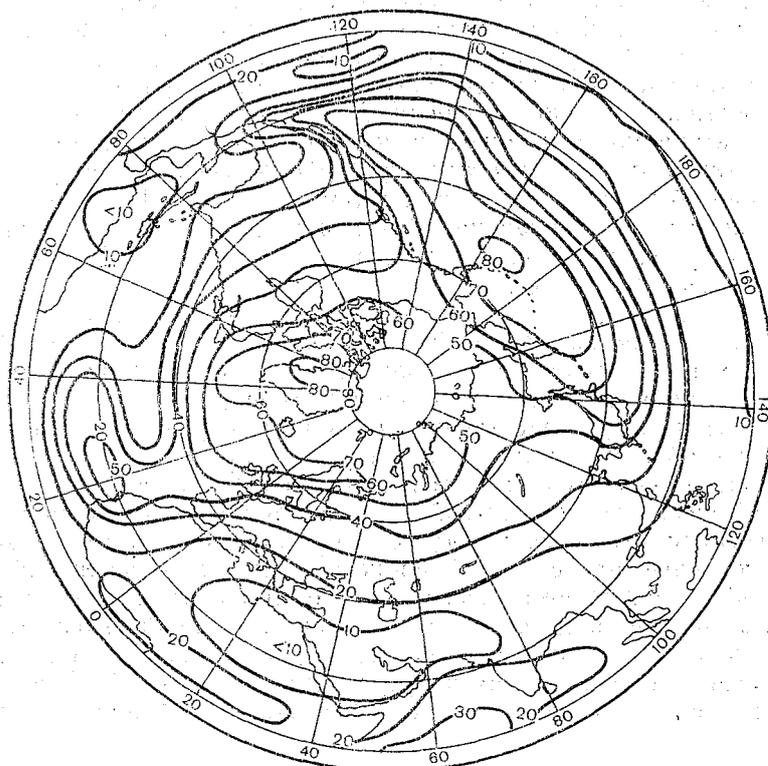


Рис. 8.18. Повторяемость неконвективной облачности летом. По В. И. Воробьеву.

Сравнивая распределение повторяемости конвективной и неконвективной облачности, можно сделать вывод, что от лета к зиме над океанами не происходит существенного изменения повторяемости обеих групп форм облаков (конвективных и неконвективных). Над континентами, наоборот, происходит значительное уменьшение повторяемости конвективной облачности и увеличение повторяемости неконвективной облачности.

Фронтальная неконвективная облачность состоит в основном из системы слоисто-дождевых (нижний ярус) и высоко-слоистых (средний ярус) облаков. Причем, как правило, эта система представляет собой единый облачный массив. К фронтальным облакам часто можно отнести перисто-слоистые и некоторые разновидности

перистых облаков. Детально фронтальные облачные системы будут рассмотрены при изучении фронтальных разделов (см. гл. 11). Поэтому укажем только некоторые характеристики облаков, являющихся компонентами этих систем...

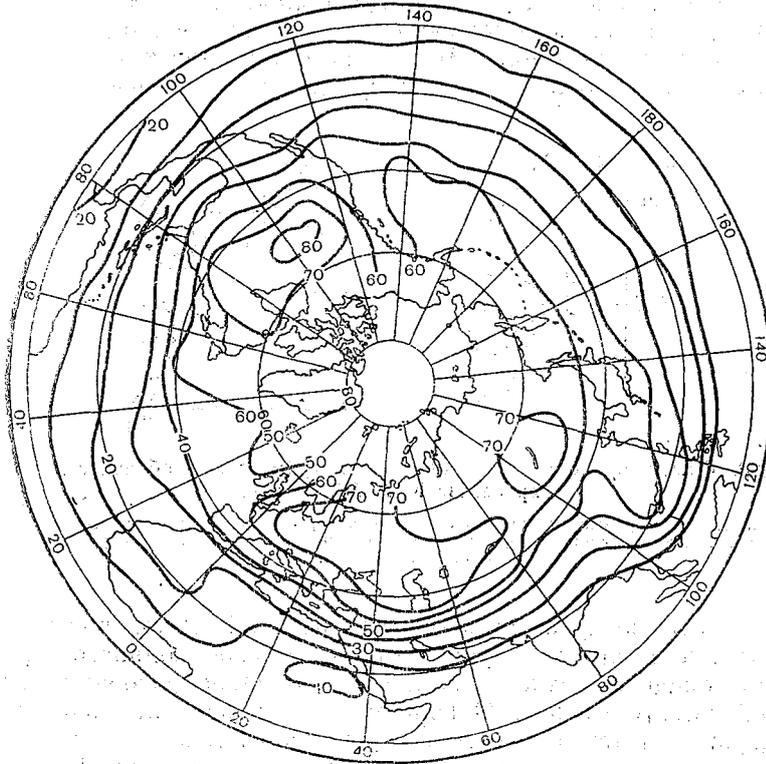


Рис. 8.19. Повторяемость неконвективной облачности зимой. По В. И. Воробьеву.

Слоисто-дождевые облака имеют нижнюю границу на высотах 0,1—1,0 км и толщину от 2 до 10 км. Максимальную толщину (до 10 км) они имеют тогда, когда по существу представляют собой единую систему облаков Ns—As—Cs. Их горизонтальная протяженность составляет 10^2 — 10^3 км. По микрофизической структуре эти облака смешанные. Время существования составляет несколько суток. Максимальная вертикальная скорость в них может достигать десятков см/с.

Высоко-слоистые облака, когда они представляют самостоятельное облачное образование, имеют высоту нижней границы 3—6 км и толщину 0,5—3,0 км. Горизонтальная протяженность их такая же, как и слоисто-дождевых облаков, т. е. 10^2 — 10^3 км. Максимальная вертикальная скорость составляет десятки см/с.

Преимущественное фазовое состояние облачных элементов кристаллическое.

Слоистые и слоисто-кучевые облака относятся к семейству облаков нижнего яруса и наблюдаются чаще всего в пределах одной и той же воздушной массы. Иногда облака этих форм наблюдаются во фронтальных облачных системах, чаще всего деградирующих, как сопутствующие. Внутримассовые слоистые и слоисто-кучевые облака чаще всего образуются при перемещении влаж-

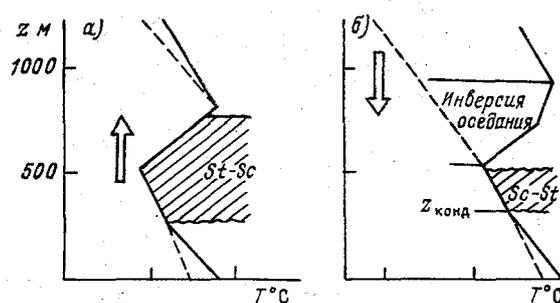


Рис. 8.20. Схемы процессов образования внутримассовой облачности нижнего яруса. По К. Г. Абрамович.

Сплошные линии — кривые стратификации температуры, штриховые — кривые стратификации массовой доли водяного пара; стрелки показывают направление упорядоченных вертикальных движений.

ного теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность. Охлаждение воздуха и турбулентный перенос водяного пара от подстилающей поверхности приводят к облакообразованию на некоторой высоте от нее. Одновременно происходит перестройка стратификации температуры в перемещающемся теплом воздухе, что часто приводит к появлению инверсии температуры. Поскольку при адвекции теплого воздуха скорость ветра обычно довольно значительна, то турбулентность в приземном слое разрушает нижнюю часть инверсии, и она становится приподнятой, т. е. начинается на некоторой высоте над поверхностью Земли. Формирование инверсии при достаточной влажности воздуха сопровождается образованием облачности, верхняя граница которой находится в инверсионном слое (рис. 8.20 а). Размывание облачности происходит одновременно с разрушением инверсии при ослаблении адвекции тепла или при смене ее адвекцией холода.

Кроме того, образование внутримассовой облачности нижнего яруса может произойти при увеличении влажности в слое облакообразования за счет турбулентного переноса водяного пара вверх при условии ограничения этого переноса в верхней части слоя облакообразования. Причиной такого ограничения является инверсия температуры, возникшая в результате процессов, не связанных

с облакообразованием. В этом случае образуется подынверсионная облачность (рис. 8.20 б). Ее верхняя граница находится вблизи нижней границы слоя инверсии. Чаще всего такая облачность образуется в антициклонах, где в результате нисходящих упорядоченных вертикальных движений и растекания (дивергенции) воздуха в слое трения возникают так называемые *инверсии оседания*. Причины образования таких инверсий будут рассмотрены при изучении структуры термобарического поля антициклона (см. гл. 13). При дальнейшем опускании инверсии и приближении ее к уровню конденсации толщина облачного слоя уменьшается за счет понижения его верхней границы.

При невозмущенном слое инверсии образуются слоистые облака St, при волновых движениях в этом слое — слоисто-кучевые облака Sc.

Поля облачности, сформированные из слоистых и (или) слоисто-кучевых облаков, могут иметь размеры от десятков до тысяч километров, существовать несколько суток. Облака обеих этих форм состоят из капель, зимой переохлажденных. Толщина облаков 0,2—0,7 км. Высота нижней границы слоистых облаков 0,1—0,7 км, а слоисто-кучевых — 0,4—2,0 км.

В годовом ходе высота нижней границы фронтальной облачности и внутримассовых облаков нижнего яруса St и Sc меньше зимой и больше летом. Вертикальная протяженность фронтальной облачности летом больше, чем зимой, а внутримассовой нижнего яруса, наоборот, зимой больше, чем летом.

Суточный ход высоты фронтальной облачности практически отсутствует. Слабо выражен он и для внутримассовой облачности нижнего яруса. В большинстве районов умеренных широт наименьшую высоту нижней границы отмечают утром, сразу же после восхода Солнца.

Для целей метеорологического обеспечения безопасности полетов большое значение имеет информация об облачности с нижней границей до 300 м. Такую облачность независимо от ее формы принято называть низкой облачностью. По своему происхождению низкая облачность в основном является фронтальной. Так, зимой в центральных районах европейской части СССР облака с высотой нижней границы менее 300 м в 74 % случаев связаны с фронтами и только в 26 % случаев являются внутримассовыми. Наиболее низкие облака высотой 50—100 м и менее чаще всего наблюдаются в передней части циклона (фронтальные) и центральной части антициклона (внутримассовые).

Колебания нижней границы облачности приводят к большим разностям высот облаков даже в близкорасположенных пунктах (рис. 8.21). При одновременных измерениях хорошо прослеживается волновая структура нижней границы облаков. В данном примере длина волны равна 1,5—1,7 км. Колебания высоты облаков над земной поверхностью связаны с рельефом. Даже над неболь-

шими возвышенностями высота облаков меньше, чем над равниной. Разница в высотах равна примерно половине высоты возвышенности.

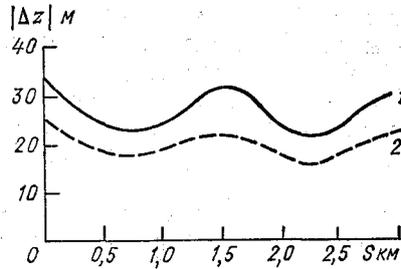


Рис. 8.21. Средняя абсолютная изменчивость нижней границы нижней облачности в зависимости от горизонтальной протяженности S . По М. В. Рубинштейну. 1 — теплое полугодие, 2 — холодное полугодие.

Высота низкой облачности испытывает колебания с периодом от нескольких минут до нескольких часов. В среднем, по данным М. В. Рубинштейна, на интервалах времени 15, 30 и 60 мин изменение высоты нижней границы облаков составляет соответственно 12, 18 и 23 м, но в отдельных случаях может быть 100 м и более за несколько минут. Так, на АМСГ Быково, по данным того же автора, максимум разности высот через 1 мин составил 75 м, а через 5 мин — 81 м.

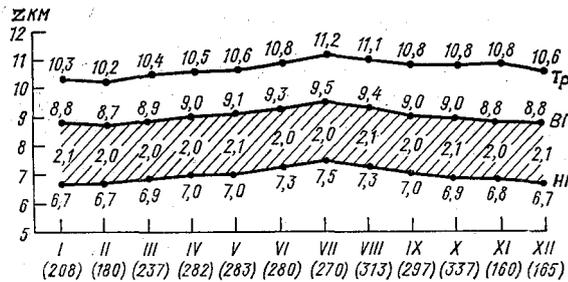


Рис. 8.22. Годовой ход средних месячных высот нижней (НГ) и верхней (ВГ) границ облаков верхнего яруса и тропопаузы (Тр) над европейской частью СССР; в скобках количество зондирований. По А. М. Баранову.

Облачные системы перисто-слоистых и перистых облаков образуются главным образом на фронтальных разделах при упорядоченных восходящих движениях теплого воздуха и его адиабатическом охлаждении. Однако такой упорядоченный подъем воздуха в верхней тропосфере бывает и в однородных воздушных массах, например при адвекции тепла в этом слое. Поэтому облака верхнего яруса могут быть и внутримассовыми, хотя встречаются они реже, чем фронтальные. В теплых воздушных массах они встречаются в 43 % случаев, а в холодных — в 26 % случаев.

В годовом ходе средняя месячная высота нижней и верхней границ облачности верхнего яруса имеет максимум летом и минимум зимой (рис. 8.22). Сезонные изменения положения границ облачности следуют аналогичным изменениям высоты тропопаузы. Толщина облаков верхнего яруса над европейской частью СССР практически не имеет годового хода и в среднем составляет 2 км.

ГЛАВА 9. ПОЛЕ ОСАДКОВ

9.1. Классификация осадков

Осадками принято называть воду в жидком или твердом состоянии, выпадающую из облаков или осаждающуюся из воздуха на поверхность Земли и на предметах. В последнем случае осадки принято называть наземными. Кроме того, осадки, выпадающие из облаков, иногда могут не достигать земной поверхности, испаряясь при падении. Визуально этот процесс фиксируется в виде появления так называемых полос падения. В дальнейшем речь пойдет только об осадках, выпадающих из облаков и достигающих подстилающей поверхности.

Количество атмосферных осадков характеризуется их суммой и измеряется высотой слоя воды, который образовался бы на участке горизонтальной поверхности непосредственно или в результате таяния кристаллов льда при условиях отсутствия стока, испарения и просачивания через подстилающую поверхность. Обычно количество осадков измеряется в миллиметрах, 1 мм осадков соответствует 1 кг воды, выпавшей на площадь 1 м².

Интенсивностью осадков называют их количество, выпавшее в единицу времени. При оценке интенсивности осадков за небольшие промежутки времени количество осадков определяется в миллиметрах слоя воды (мм/ч, мм/12 ч, мм/сут), при больших временных интервалах — в сантиметрах слоя воды (см/мес, см/сезон, см/год).

По фазовому состоянию воды, из которой состоят осадки, они могут быть *жидкими* (дождь, морось), *твердыми* (снег, крупа, град) и *смешанными* (снег с дождем, дождь с градом и т. д.).

В соответствии с морфологической классификацией выделяют следующие виды осадков: *морось, дождь, снег, мокрый снег, крупа, град*.

Генетическая классификация осадков основывается на тех же принципах, что и генетическая классификация облачности, т. е. на том, что характер осадков (интенсивность, размеры зон, занятых осадками, вид осадков) определяется классом преобладающих

вертикальных движений, обуславливающих образование осадков, а следовательно, и преобладающими формами облаков, из которых они выпадают. На этом основании выделяют следующие виды осадков:

— *обложные осадки* — осадки, образование которых связано главным образом с адиабатическим охлаждением воздуха в областях упорядоченных восходящих вертикальных движений. Как уже было показано, такие вертикальные движения характерны для областей пониженного давления (циклонов и ложбин) и для зон атмосферных фронтов. Поэтому они продолжительны и занимают большие площади, выпадают из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков в виде дождя, снега и мокрого снега и имеют среднюю интенсивность, медленно меняющуюся во времени;

— *ливневые осадки* — осадки, образование которых связано в основном с адиабатическим охлаждением воздуха при конвективных восходящих вертикальных движениях. Такие осадки выпадают из кучево-дождевых облаков (в низких широтах они могут быть капельно-жидкими, по внешнему виду напоминать мощные кучевые облака) в виде дождя, снега, мокрого снега, крупы и града. Интенсивность их резко меняется во времени и может достигать очень больших значений. Известны случаи, когда интенсивность ливневых осадков достигала 30 мм/мин, за сутки выпало в умеренных широтах 150—250 мм и в низких широтах до 1000—1150 мм. Поля ливневых осадков состоят из изолированных областей высокой интенсивности осадков, чередующихся с бездождными зонами. Поэтому говорят, что поля ливневых осадков имеют высокую пятнистость. Выпадение ливневых осадков часто сопровождается градом, грозами и шквалами;

— *морсящие осадки* — осадки в виде мороси или ледяных кристаллов. Облачность, из которой они выпадают, образуется в результате турбулентного переноса водяного пара от подстилающей поверхности в пределах пограничного слоя и неадиабатического охлаждения воздуха за счет эффективного излучения верхней границы облаков. Морсящие осадки выпадают из плотных слоистых и слоисто-кучевых облаков. Имеют слабую, мало меняющуюся во времени интенсивность. Обширные поля морсящих осадков формируются в центральных и тыловых частях антициклонов и в зонах активной адвекции теплого влажного воздуха.

Существует статистическая связь между видами осадков по генетической классификации и их интенсивностью. Можно считать морсящими осадки интенсивностью менее 0,6 мм/ч, обложными — интенсивностью в пределах 0,6—3,0 мм/ч и ливневыми — интенсивностью более 3,0 мм/ч.

Синоптическая классификация делит осадки на *внутримассовые* и *фронтальные*. Морсящие осадки, как правило, являются внутримассовыми, а обложные — фронтальными. Ливневые осадки могут быть как внутримассовыми, так и фронтальными.

9.2. Пространственно-временные особенности распределения осадков

Осадки представляют собой одно из самых изменчивых во времени и пространстве метеорологических явлений.

Поле осадков в каждой точке пространства характеризуется их суммой за фиксированный интервал времени. В зависимости от длительности этого временного интервала И. В. Литвинов выделяет следующие типы полей осадков: сформировавшиеся, короткопериодные, накопленные и срочных наблюдений.

Сформировавшиеся осадки являются конечным результатом одного осадкообразующего синоптического процесса над данной территорией. Они могут образоваться в результате выпадения осадков или из одной изолированной зоны, или из нескольких зон, сформировавшихся при развитии какого-либо синоптического процесса. Таким образом, можно построить поля осадков фронтов различных типов, циклонов и антициклонов в различных стадиях развития, воздушных масс различного происхождения и т. д.

Коэффициент заполнения, представляющий отношение площади, занятой осадками, к общей площади территории, зависит от типа синоптического процесса, площади района и среднего по территории количества осадков. При равном среднем по площади количестве осадков коэффициент заполнения для внутримассовых осадков примерно в 1,5 раза меньше, чем фронтальных. Однако коэффициент вариации (отношение среднего квадратического отклонения к средней величине) для внутримассовых осадков примерно в 1,5 раза больше, чем фронтальных. Это означает, что поля фронтальных осадков более однородны, чем внутримассовых.

Сведения о структуре полей сформировавшихся осадков являются важной синоптической характеристикой региона и должны учитываться при синоптическом анализе и прогнозе, особенно при редкой сети синоптических станций.

Короткопериодными называют поля осадков, формирующихся за время от нескольких минут до 1 ч. Такие поля состоят из отдельных пятен. При внутримассовых осадках пятна по площади располагаются хаотично, при фронтальных осадках система пятен вытянута вдоль линии фронта на приземной карте погоды. Исследования короткопериодных полей осадков показывают большую пространственную изменчивость количества осадков в течение небольших промежутков времени. С увеличением интервалов осреднения возрастает упорядоченность в расположении очагов выпадения осадков в зонах атмосферных фронтов.

Установлено, что в пределах площади синоптического масштаба (10^4 — 10^6 км²) часто наблюдаются зоны осадков в виде большого пятна протяженностью 150—250 км без ярко выраженной пятнистости. При этом поле осадков обычно имеет полосовую структуру.

В большинстве случаев у синоптика отсутствует информация, по которой он мог бы составить представление о структуре короткопериодных полей осадков на территории, необходимой для разработки краткосрочного прогноза погоды. Поэтому ему приходится учитывать эту структуру качественно, основываясь на ее статистических связях с типом синоптического процесса, сезоном, видом осадков и т. д.

Радиолокационные данные о распределении и характере облачности и осадков, которые могут быть получены в радиусе 100—150 км, эффективно используются для диагноза состояния атмосферы и прогноза погоды на сроки до 2—3 ч, т. е. для целей сверхкраткосрочного прогноза погоды.

На ежедневных приземных синоптических картах (картах погоды) имеются данные *срочных наблюдений* о полусуточных и суточных суммах осадков на больших территориях, которые используются синоптиком для диагностических и прогностических выводов.

Поля осадков за полусутки и сутки могут состоять из изолированных отдельных пятен или образовывать сплошные поля пятнистой структуры. Вероятность формирования полей осадков за сутки или половину суток на территориях площадью, соизмеримой с площадями барических образований и протяженностью фронтов, сплошных полей осадков, мала. Как правило, на таких территориях образуются несколько изолированных пятен вытянутой формы.

Корреляционные функции полусуточных и суточных сумм осадков имеют, как правило, вид близкий к экспоненте, показатель степени которой определяется особенностями положения станции, сезоном и даже частью суток, за которые определена сумма осадков. Для центральных станций европейской части СССР радиус корреляции меняется от 40 до 170 км.

Данные о суточных суммах осадков позволяют построить поля количества осадков за декаду, месяц, сезон, год. Такие поля называются *накопленными полями осадков*.

Поля осадков за сезон и год образуются в результате выпадения нескольких десятков дождей и снегопадов. Поэтому на сезонных и средней годовой картах коэффициент заполнения равен единице. В целом с увеличением периода накопления осадков поля их приобретают большую однородность, однако, начиная с некоторого периода накопления, разного для различных географических районов, в накопленных полях осадков появляются четко выраженные максимумы и минимумы. Такие области хорошо выражены на карте среднего годового количества осадков (рис. 9.1).

В приэкваториальной области, где расположена внутритропическая зона конвергенции, отмечается планетарный максимум осадков. Здесь в некоторых районах средние годовые суммы осадков превышают 3000 мм. В субтропической полосе повышенного

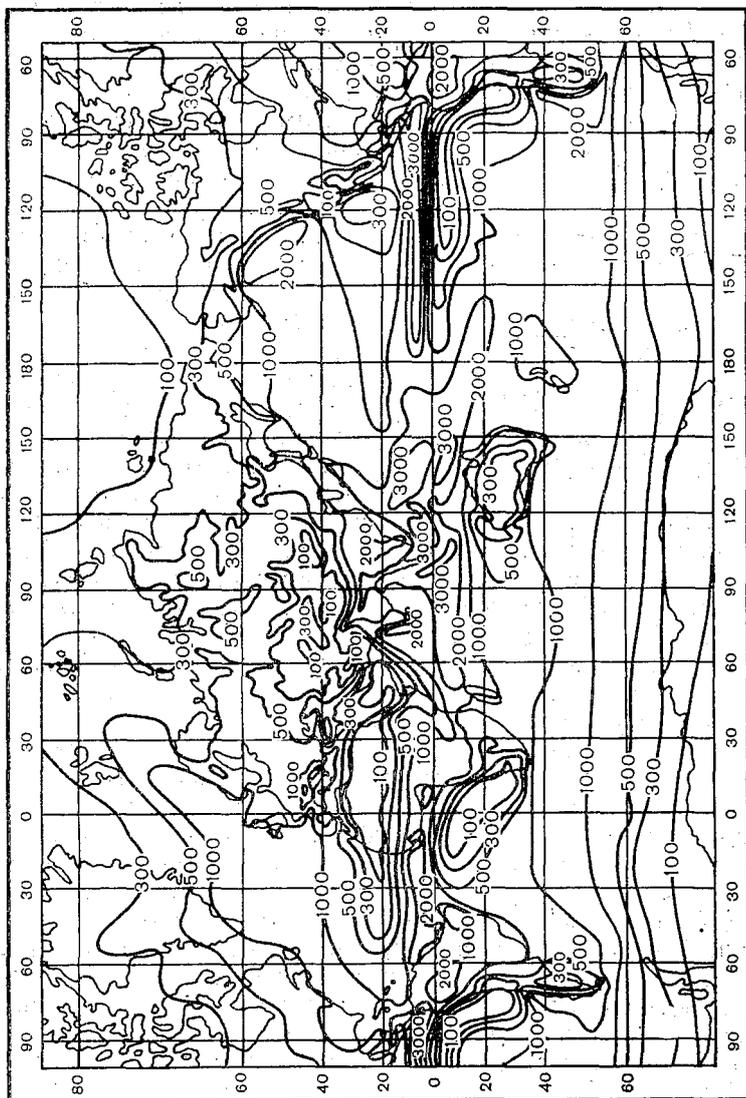


Рис. 9.1. Поле среднего годового количества осадков (мм).

давления, где вследствие дивергенции воздушных течений в пограничном слое развиты нисходящие движения, находится минимум годового количества осадков. Местами количество осадков меньше 100 мм/год. В направлении к полюсам среднее годовое количество осадков вновь увеличивается. Максимум их количества отмечается в умеренных широтах в поясе пониженного давления. Далее, к полюсам, количество осадков вновь уменьшается.

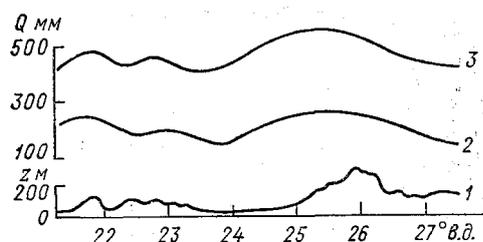


Рис. 9.2. Профили высоты местности (1) и сумм осадков по параллели 57° с. ш. за холодный (2) и теплый (3) периоды года. По С. И. Жакову.

люсам, количество осадков вновь уменьшается.

Такое описание глобального поля среднего годового количества осадков носит схематический характер.

На самом деле это поле имеет зонально-очаговый характер. Очаги высоких значений среднего годового количества осадков часто связаны с рельефом. Они расположены на наветренной стороне горных массивов.

Рекордное количество осадков выпадает на наветренных склонах Гималаев при развитии летнего азиатского муссона. Здесь среднее годовое количество осадков местами превышает 11 000 мм. В СССР наибольшее количество осадков выпадает в Батуми (2460 мм/год). Этот город находится на наветренных склонах Кавказа. Увеличению количества осадков способствует и увлажнение воздуха, перемещающегося над акваторией Черного моря.

Даже небольшие неровности рельефа оказывают влияние на осадки (рис. 9.2). Увеличение сумм осадков начинается тем раньше и происходит тем значительнее, чем больше высота препятствия. Например, влияние Валдайской возвышенности (высота над окружающей местностью $\Delta z \approx 200$ м) начинает проявляться на расстоянии 20—50 км от подножия склона, а влияние Уральских гор ($\Delta z \approx 700$ м) — уже на расстоянии 75—100 км. Уменьшение сумм осадков на подветренных склонах связано с падением влагосодержания воздуха за счет выпадения осадков на наветренных склонах и развития орографических нисходящих движений. Площадь «дождевой тени» может в несколько раз превышать площадь области осадков на наветренных склонах.

Так, на подветренных склонах Валдайской возвышенности количество осадков в 1,4—2,0 раза меньше, чем на наветренных, а для части Уральских гор, расположенной на 61° с. ш., это соотношение равно 1 : 5,4.

На характер распределения осадков оказывают влияние изрезанность рельефа, вид подстилающей поверхности, тип растительного покрова, причем это влияние начинает сказываться с некоторой минимальной площади. Так, изрезанность рельефа коррели-

рует с суммами осадков только тогда, когда площадь территории более 10 км^2 .

Водные поверхности также оказывают большое влияние на суммы осадков. Степень влияния зависит от сезона и от ориентации береговой линии по отношению к преобладающему направлению ветра. Над внутренними водоемами и побережьем суммы осадков весной и в начале лета, когда водная поверхность холод-

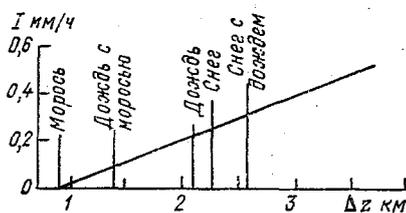


Рис. 9.3. Зависимость интенсивности и вида осадков от вертикальной протяженности облачности. По Г. Манну.

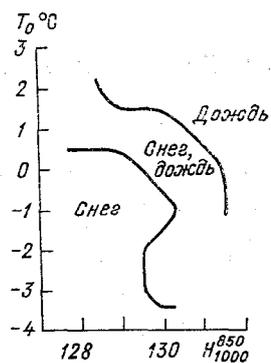


Рис. 9.4. Зависимость фазового состояния осадков от температуры воздуха у земной поверхности и значения N_{1000}^{850} . По Т. П. Поповой.

нее суши, меньше сумм осадков над сушей. Например, за первую половину теплого периода года на западном побережье Прибалтики выпадает около 35 % общего количества осадков теплого периода, тогда как в остальных районах Прибалтики на расстоянии нескольких десятков километров от берега сумма осадков за эту же половину теплого периода составляет 45 % общей суммы. Такое влияние водоемов на осадки проявляется только на наветренных берегах крупных озер и водохранилищ. Чем больше водоемы, тем сильнее они влияют на осадки. Летом над Ладожским озером суммы осадков вдоль береговой черты на 27 % меньше, чем над окружающей территорией, а над меньшим по площади Куйбышевским водохранилищем — только на 10—15 %.

Вид и количества выпадающих осадков зависят от количественного соотношения облачных элементов, находящихся в твердой и жидкой фазах. А это соотношение в значительной мере определяется при прочих равных условиях вертикальной протяженностью облачности. Поэтому существует практически линейная зависимость между интенсивностью и видом осадков, с одной стороны, и вертикальной мощностью облаков — с другой (рис. 9.3). Морось

выпадает при средней толщине облаков 850 м, дождь с моросью — при 1400 м, дождь — при 2150 м, снег — при 2300 м, снег с дождем — при 2600 м.

Имеется зависимость фазового состояния осадков от температуры воздуха у земной поверхности и средней температуры воздуха между поверхностью Земли и верхней границей пограничного слоя атмосферы, за которую принимается толщина слоя между изобарическими поверхностями 850 и 1000 гПа (рис. 9.4).

9.3. Поля ливневых осадков и гроз

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков в виде дождя, снега, мокрого снега, крупы и града. Вероятность их выпадения зависит от линейных размеров отдельных облачных образований и степени закрытия облачностью рассматриваемой территории, что может быть оценено по спутниковым снимкам облачности.

В табл. 9.1 в качестве примера приводятся данные о повторяемости выпадения дождя из внутримассовых и фронтальных кучево-

Таблица 9.1

Повторяемость (%) выпадения дождя в квадрате со стороной 150 км из кучево-дождевых облаков. По Т. П. Поповой

Размер на снимке с ИСЗ, км	Закрытые площади квадрата, %					
	20—50	50—80	80—100	20—50	50—80	80—100
	Внутримассовая облачность			Фронтальная облачность		
50	57	93	75	56	94	100
50—100	64	73	70	81	93	90
100—150		100	100		83	95
>150			100			90

дождевых облаков в теплое полугодие над равнинными районами европейской части СССР. Из этих данных следует, что повторяемость выпадения ливневого дождя возрастает по мере увеличения размеров кучево-дождевых облаков и степени покрытия ими территории. Кроме того, общая повторяемость ливневого дождя из фронтальных облаков, рассчитанная независимо от их размеров и степени покрытия небосвода облаками (347 случаев) и равная 86 %, больше, чем для внутримассовых. Повторяемость ливней из внутримассовых облаков, рассчитанная по 215 случаям, составляет 72 %.

Годовой ход количества ливневых осадков в умеренных широтах следует годовому ходу температуры. В районах с засушливым климатом, как, например, в Средней Азии, где летом воздушные массы имеют низкую влажность и поэтому, несмотря на развитую конвекцию, уровень конденсации обычно не достигается и конвективная облачность не образуется, ливневые осадки летом практически отсутствуют. Максимум их отмечается в весенне-зимний сезон.

В суточном ходе максимум внутримассовых ливневых осадков над сушей наблюдается в послеполуденные часы, минимум — ночью, над морем — наоборот.

Поле внутримассовых ливневых осадков имеет хорошо выраженный очаговый характер. Интенсивность осадков от центра очага, где она может достигать 3—5 мм/мин, ослабевает до 0,01—0,02 мм/мин на периферии. Средняя продолжительность внутримассовых ливневых осадков на территории СССР составляет 35—40 мин.

Области фронтальных ливневых осадков представляют собой вытянутые вдоль фронта полосы. Чаще всего фронтальные ливневые осадки выпадают вместе с обложными и проявляют себя кратковременными увеличениями интенсивности. Средняя продолжительность фронтальных ливневых осадков, в зависимости от типа фронта и района, над европейской частью СССР и Сибирью изменяется от 0,6 до 2,2 ч. Максимальная их продолжительность на европейской части СССР может достигать 6 ч.

Наибольшее среднее годовое количество ливневых осадков на европейской части СССР наблюдается в западных районах (рис. 9.5), где хорошо увлажнена почва, часто проходят циклоны и фронты, в летние месяцы велик приход солнечной радиации, высокая влажность воздуха. Здесь создается наиболее благоприятное сочетание факторов, обеспечивающих частое возникновение как внутримассовых, так и фронтальных кучево-дождевых облаков. На севере и северо-востоке СССР уменьшение количества ливневых осадков связано с понижением летних температур и соответственно с уменьшением испарения. В восточных и юго-восточных районах европейской части СССР и Средней Азии уменьшение количества ливневых осадков обусловлено малой влажностью воздуха и почвы. Увеличение количества ливневых осадков на советском Дальнем Востоке происходит в основном за счет возникновения конвекции во влажном морском воздухе, поступающем на материк при развитии летнего муссона.

Ливневые осадки иногда сопровождаются выпадением крупы и града, грозами.

Выпадение града происходит только из очень мощных кучево-дождевых облаков. Град распределяется по территории в виде полос или пятен. По наблюдениям на Северном Кавказе длина пятен града составляет 3—30 км, ширина — 1—9 км. Их площадь

обычно не превышает 40 км², но в отдельных случаях может достигать 2000 км². Установлено, что чем больше размеры выпадающих градин, тем меньше площадь пятна. Как правило, градовое пятно находится внутри пятна жидких осадков. Отношение площади пятна града к площади пятна дождя составляет 0,015—0,090. Чаше всего град и дождь начинаются одновременно (50 % случаев).

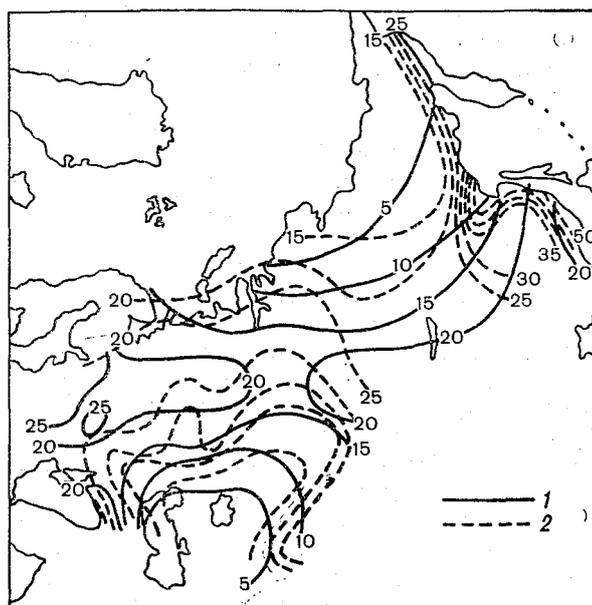


Рис. 9.5. Поле годовых сумм ливневых (1) и обложных (2) осадков на территории СССР. По П. К. Евсееву.

в 30 % случаев интервал между началом дождя и выпадением града не превышает 10 мин.

Грозы, так же как и ливни, возникают при хорошо развитых кучево-дождевых облаках. В умеренных широтах гроза возникает тогда, когда верхняя граница облаков оказывается выше изо-термы — 23 °С, вертикальная скорость становится более 9 м/с и массовая доля водяного пара у поверхности Земли не менее 9,2 ‰, на уровне 850 гПа не менее 7,0 ‰ и на уровне 700 гПа не менее 3,8 ‰.

Годовой и суточный ход количества гроз аналогичен суточному и годовому ходу ливней. Наибольшее число дней с грозами на территории СССР наблюдается на юго-западе Украины, в Молдавии, на Кавказе в горных районах Средней Азии, южной части Восточной Сибири и в Приморском крае (рис. 9.6).

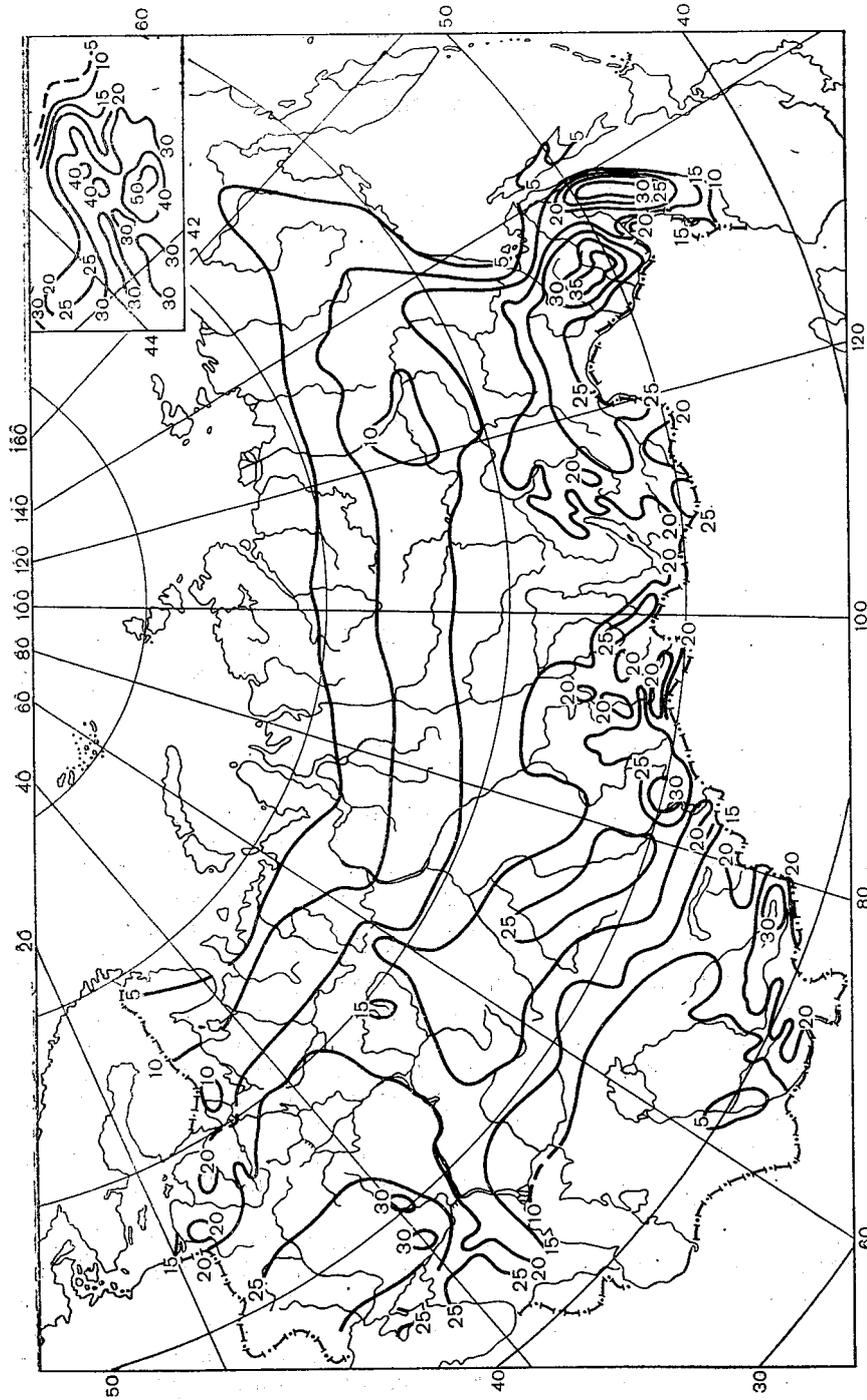


Рис. 9.6. Среднее число дней с близкими и отдаленными грозами. По Е. П. Архиповой.

9.4. Поля обложных и морозящих осадков

Поля обложных осадков сформированы чаще всего из осадков фронтальных облаков $Ns-As$, имеющих смешанную структуру и большую вертикальную мощьность. В них происходит быстрая сублимация водяного пара на кристаллах льда, которые по мере роста

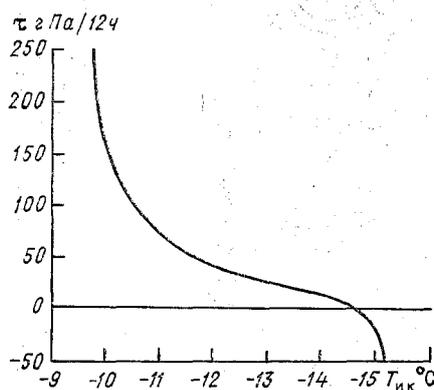


Рис. 9.7. Зависимость температуры интенсивной кристаллизации от вертикальной скорости.

начинают падать быстрее, чем капли, и захватывать их, что еще более ускоряет рост облачных элементов.

Таким образом, вероятность выпадения осадков резко увеличивается, если облако приобретает смешанную структуру. Это произошло, как показал Л. Г. Качурин, если в верхней части облака за секунду замерзает не менее 0,0023 % капель. Так как число замерзающих капель в единицу времени зависит от температуры воздуха и вертикальной скорости, то критическому значению скорости замерзания капель, при заданной скорости вертикальных движений, может быть сопоставлена некоторая критическая температура, называемая температурой интенсивной кристаллизации $T_{ик}$. Ее зависимость от вертикальной скорости представлена на рис. 9.7.

В. С. Антонов показал на эмпирическом материале, что если на верхней границе облака температура ниже температуры интенсивной кристаллизации, то минимальная толщина облаков, дающих осадки, равна примерно 400 м, а если она выше $T_{ик}$, то должна быть более 2 км.

Иногда обложные осадки могут выпадать из внутримассовых слоистых или слоисто-кучевых облаков при их большой толщине и низкой температуре, обеспечивающей образование кристаллов в верхней части этих облаков. Выпадению обложных осадков из водяных слоистых и слоисто-кучевых облаков способствует попадание в них кристаллов из вышерасположенных облаков.

Наибольшее количество обложных осадков на территории Советского Союза выпадает над северо-западом европейской части СССР и Дальним Востоком, а наименьшее — в Якутии и в равнинных районах Средней Азии (см. рис. 9.5). Первый максимум определяется частым прохождением через эту территорию атмосферных фронтов, второй максимум (на Дальнем Востоке) связан в основном с муссонными дождями в теплое время года.

Поля обложных осадков по своей структуре более однородны, чем поля ливневых осадков, однако и в их пределах выделяются очаги разной интенсивности. Размеры зон фронтальных обложных осадков вдоль приземной линии фронта часто превышают 1000 км, а по нормали к линии фронта составляют несколько сотен километров.

Морсящие осадки выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков и чаще всего являются внутримассовыми. В центральных и тыловых частях антициклонов морсящие осадки могут наблюдаться на территориях с линейными размерами в несколько сотен километров.

ОСНОВНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Глава 10. Воздушные массы

Глава 11. Атмосферные фронты

Глава 12. Высотные фронтальные зоны и струйные течения

Глава 13. Циклоны и антициклоны

ГЛАВА 10. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

10.1. Определения и терминология

Многолетние метеорологические наблюдения показывают, что установившийся тип погоды имеет четко выраженную тенденцию к сохранению в течение нескольких дней. Вероятность его изменения примерно в 3—5 раз меньше, чем сохранения. При этом обычно атмосфера находится в движении. Если, например, предположить, что средняя скорость переноса воздуха (скорость ветра) в нижней половине тропосферы составляет примерно 10 м/с, то через 4 сут на станцию придут объемы воздуха, находившиеся ранее от нее на расстоянии 3—4 тыс. км, и принесут с собой условия погоды, схожие с теми, которые наблюдались там 4 сут тому назад. Отсюда следует вывод: в тропосфере существуют большие объемы воздуха, соизмеримые с большими частями материков и океанов, обладающие определенными общими погодными характеристиками и длительное время перемещающиеся как единое целое в каком-либо течении общей циркуляции атмосферы. Такие объемы тропосферного воздуха называют *воздушными массами*.

Размеры воздушных масс в горизонтальном направлении составляют тысячи километров. Нередко такой континент, как Европа, или такие обширные регионы, как Средняя Азия или Восточная Сибирь, бывают заняты одной и той же воздушной массой.

Вертикальная протяженность воздушных масс обычно измеряется несколькими километрами, но нередко она простирается на всю тропосферу. Иногда над одной воздушной массой располагается другая, как правило, потенциально более теплая.

Для воздушной массы характерны небольшие значения горизонтальных градиентов таких метеорологических величин, как температура и влажность. Обычно в пределах одной воздушной массы температура изменяется на $5\text{--}7^\circ\text{C}$ на расстоянии около 1000 км, а массовая доля водяного пара — на $2\text{--}3\%$.

В переходных зонах между воздушными массами температура может изменяться на $10\text{--}15^\circ\text{C}$, а массовая доля водяного пара — на $3\text{--}5\%$ на расстоянии $100\text{--}150$ км. Такие узкие переходные зоны между воздушными массами называют *фронтальными зонами*. На приземных картах погоды, учитывая их масштаб, не выделяют фронтальную зону двумя близко расположенными линиями, отделяющими воздушные массы от переходной зоны, а ограничиваются проведением срединной линии переходной зоны, которую называют *линией атмосферного фронта*, или *линией фронта*.

Горизонтальная протяженность фронтальных зон измеряется тысячами километров. Ширина переходной зоны вблизи поверхности Земли составляет несколько десятков километров, в свободной атмосфере она увеличивается до сотен километров. Однако в связи с тем, что фронтальная зона сильно наклонена по отношению к уровню поверхности (угол наклона измеряется десятками минут), ее вертикальная протяженность невелика и обычно составляет несколько сотен метров. Выше фронтальной зоны располагается теплая воздушная масса, ниже — холодная.

Понятие однородности свойств воздушной массы не является абсолютным, так как не однородна подстилающая поверхность, над которой перемещается воздушная масса, не одинаков приток солнечной радиации в ее северных и южных частях, имеются различия в количестве и форме облаков и т. д. Однако отличия, с которыми приходится встречаться при сравнении свойств различных частей воздушной массы, существенно меньше отличий в свойствах двух соседствующих воздушных масс.

Район, в котором воздух приобретает свойства единой воздушной массы, называют *очагом формирования воздушной массы*. Для приобретения однородных свойств воздушная масса должна длительное время находиться или циркулировать в очаге формирования или длительное время перемещаться над однородной подстилающей поверхностью. При перемещении из очага формирования воздушная масса попадает в другие условия притока солнечной радиации, на иную подстилающую поверхность, в результате чего ее свойства начинают изменяться. Этот процесс называют *трансформацией воздушной массы*.

10.2. Консервативные характеристики воздушных масс

Сравнивая воздушные массы между собой, прежде всего обращают внимание на характерные для каждой из них значения температуры и влажности. Сравнение значений температуры позволяет определить, какая из воздушных масс теплее, а какая холоднее, и таким образом оценить изменение температурного режима при возможной смене этих воздушных масс. Сопоставление характеристик влажности дает возможность не только составить представление о том, какая из воздушных масс более сухая, а какая более влажная, но и, например, оценить условия облакообразования и выпадения осадков при переходе этих воздушных масс на ту или иную подстилающую поверхность и т. д.

Однако температура и некоторые характеристики влажности, особенно вблизи поверхности Земли, подвержены сильным влияниям изменений подстилающей поверхности. Так, при переходе с суши на открытую акваторию большого озера будет отмечаться сравнительно кратковременное, но значительное увеличение относительной влажности и изменение температуры. При этом они могут приобрести значения, не свойственные для данной воздушной массы в целом. Поэтому для характеристики воздушных масс используют термогигрометрические характеристики, мало меняющиеся с течением времени. Такие характеристики называют *консервативными*. К ним в первую очередь относят псевдопотенциаль-

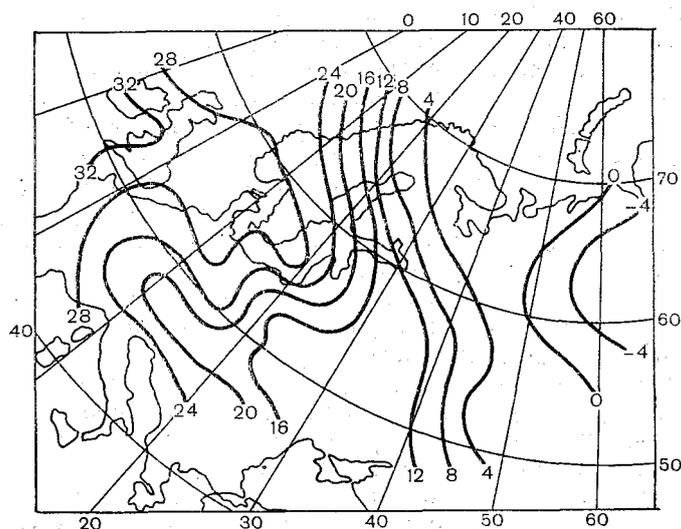


Рис. 10.1. Распределение псевдопотенциальной температуры на изобарической поверхности 850 гПа за 00 ч СГВ 13 декабря 1980 г.

ную температуру Θ_p и массовую долю водяного пара q . Естественно, что массовая доля водяного пара является консервативной характеристикой только при отсутствии конденсации и испарения. В меньшей степени консервативны потенциальная температура, температура в свободной атмосфере.

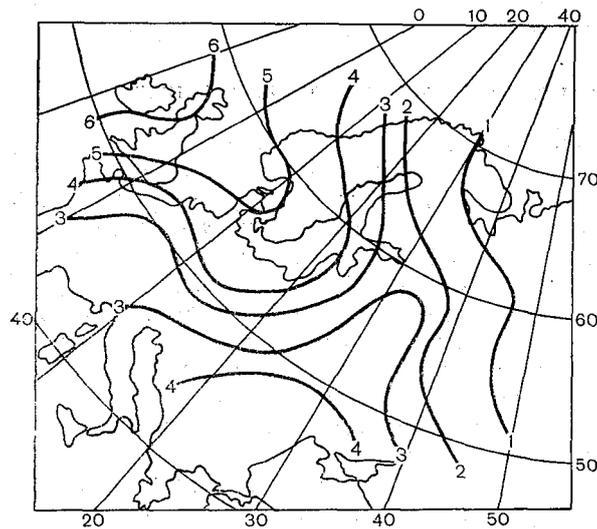


Рис. 10.2. Распределение массовой доли водяного пара (%) на изобарической поверхности 850 гПа за 00 ч СГВ 13 декабря 1980 г.

Консервативные характеристики воздушных масс слабо реагируют на локальные возмущения полей температуры и влажности, в то же время полно отражают основные особенности полей температуры и влажности синоптического масштаба, характерные для данного типа воздушной массы. Эти характеристики используются для оценки интенсивности трансформации воздушных масс, при их идентификации, т.е. отнесения к тому или иному типу какой-либо классификации, для объективного сопоставления свойств различных воздушных масс.

На рис. 10.1 и 10.2 приведен пример распределения псевдопотенциальной температуры и точки росы на изобарической поверхности 850 гПа. Хорошо заметно наличие над центральной и северо-западной частью Западной Европы теплой и сравнительно влажной воздушной массы, тогда как на северо-востоке европейской части СССР присутствует воздушная масса с низкой температурой и влажностью. В зоне соприкосновения этих воздушных масс над северо-западом Европы наблюдаются повышенные контрасты псевдопотенциальной температуры и массовой доли водяного пара. Эта переходная зона отчетливо выражена над центром Скандинавии и Прибалтикой. Также четко заметно присутствие над южной

частью Восточной Европы и европейской частью СССР третьей воздушной массы с промежуточными значениями консервативных характеристик. Как с запада, так и с востока она отделена от указанных выше сильно контрастирующих между собой воздушных масс тоже хорошо выраженными переходными зонами со значительными горизонтальными градиентами массовой доли водяного пара и псевдопотенциальной температуры.

10.3. Условия формирования воздушных масс

Формирование воздушной массы происходит в результате воздействия на нее физико-географических особенностей очага ее формирования и в первую очередь в результате воздействий, исходящих от подстилающей поверхности. Эти очаги могут находиться в районах с различной температурой лучистого равновесия (см. табл. 6.1), с различной фактической температурой подстилающей поверхности, зависящей от ее характера (суша, море, снег, лес, и т. д.), с разным рельефом и т. д. Все это обуславливает различия температурных и влажностных характеристик воздушных масс, формирующихся в разных очагах.

Для того чтобы удовлетворялись условия, сформулированные в определении воздушной массы, подстилающая поверхность очага ее формирования должна обладать сравнительно однородными свойствами на большей части территории. Это обеспечивает сходность воздействия на воздух, находящийся над различными частями географического очага, и формирование малоградиентных метеорологических полей синоптического масштаба. Однако географические особенности возможного очага формирования воздушных масс могут реализоваться только при благоприятных условиях атмосферной циркуляции, обеспечивающих сравнительно длительное, до 5—7 суток и более (в зависимости от исходного состояния воздушной массы), пребывание воздуха на территории очага. Такие условия создаются в обширных малоподвижных антициклонах и малоградиентных барических полях, которые можно рассматривать как синоптические очаги формирования воздушных масс.

В областях пониженного давления условия для формирования воздушных масс не благоприятны, так как характерная для них конвергенция воздушных течений приводит к обострению в некоторых их частях контрастов температуры и влажности, что приводит, в свою очередь, к образованию облачности и выпадению осадков. Таким образом, в пределах циклона возникают области с различным радиационным режимом, с разным увлажнением почвы и воздуха и т. п. Эти области, в силу особенности структуры поля воздушных течений, не могут быть однородными, т. е. не могут быть синоптическими очагами формирования воздушных масс. Исключение составляют малоподвижные («размытые») цик-

лоны и обширные депрессии термического происхождения, возникающие над нагретыми участками суши (см. рис. 6.14 б). В таких депрессиях, в частности, формируются воздушные массы над пустынями Средней Азии и степями Казахстана.

Наибольшего эффекта процесс формирования воздушной массы достигает при совпадении географического и синоптического очагов формирования воздушных масс.

В процессе формирования воздушной массы воздух постепенно приобретает температуру, влажность и другие свойства, характерные для погодных условий в данном районе, синоптическом объекте, сезоне. Процесс формирования воздушной массы считается законченным, когда средняя суточная температура воздуха у земной поверхности практически перестает изменяться.

При изменении циркуляционных условий в географическом очаге формирования воздушной массы она как единое целое начинает смещаться. В результате ее сближения и взаимодействия с соседними воздушными массами возникают фронтальные зоны со специфическими погодными условиями, которые определяются характеристиками взаимодействующих воздушных масс. Перемещаясь, воздушная масса попадает на отличную от очага своего формирования подстилающую поверхность, в другие условия радиационного режима, в результате чего начинает постепенно изменять свои свойства, т. е. трансформироваться. Процесс этот может продолжаться до тех пор, пока воздушная масса не приобретает новые свойства, характерные для данных условий. В результате может сформироваться воздушная масса другого типа.

Применительно к такому процессу можно рассматривать в качестве географического очага формирования воздушных масс обширные океанические акватории, над которыми в умеренных широтах северного полушария с материка на материк в западном потоке перемещаются, трансформируясь, воздушные массы. Сам западный поток можно рассматривать как синоптический очаг формирования новой воздушной массы.

Следует иметь в виду, что далеко не всегда формирование воздушной массы идет до конца. Синоптический процесс, первоначально обеспечивающий нахождение воздушной массы в одном и том же районе, может измениться. Тогда воздушная масса начнет перемещаться из района формирования до того, как ее характеристики придут в равновесие с характерными для данного района условиями. По существу, процесс формирования воздушных масс, понимаемый как совокупность трансформационных изменений их свойств, идет непрерывно в любых синоптических ситуациях и в любом географическом районе, а не только в географических и синоптических очагах их формирования.

Таким образом, тропосфера состоит из некоторого количества воздушных масс, часть из которых находится в условиях равновесия с характерными для района, где она находится, условиями,

другая часть находится в стадии формирования. Задача синоптического анализа условий формирования воздушных масс состоит в оценке их влияния на структуру метеорологических полей синоптического масштаба в пределах каждой воздушной массы. Основываясь на результатах этого анализа, можно составить представление об ожидаемых изменениях погоды, связанных с перемещением и трансформацией воздушных масс, а также их взаимодействием.

10.4. Географическая классификация воздушных масс

Как было показано выше, свойства воздушной массы в значительной степени определяются положением очага ее формирования. С учетом этого обстоятельства построена географическая классификация воздушных масс. В соответствии с ней все воздушные массы могут быть подразделены на типы по тем широтным зонам, в которых находятся очаги их формирования. Основными типами являются:

- арктический (в южном полушарии — антарктический) воздух (АВ);
- воздух умеренных широт, обычно называемый умеренным воздухом (УВ);
- тропический воздух (ТВ);
- экваториальный воздух (ЭВ).

Каждая из воздушных масс, кроме экваториальной, может быть в зависимости от характера подстилающей поверхности очага формирования или морской (м) или континентальной (к). Так, например, умеренный воздух может быть морским (мУВ) и континентальным (кУВ). Иногда умеренный воздух называют полярным¹. В ряде случаев, при анализе конкретных синоптических процессов уточняется положение очага формирования воздушной массы, участвующей в этих процессах: сибирский умеренный континентальный воздух, средиземноморский морской тропический воздух и т. д. Термин «экваториальный воздух» практически вышел из употребления, поскольку между ним и тропическим воздухом отсутствуют существенные температурные различия. Поэтому обычно считают его разновидностью тропического воздуха — влажным тропическим воздухом.

На рис. 10.3 и 10.4 приведено положение очагов формирования воздушных масс. Кроме границ очагов, на них показано преобладающее направление воздушных течений у поверхности Земли.

На зимней карте, в частности, выделены очаги, где воздушные массы из одного типа трансформируются в другой при движении

¹ По классификации ВМО, полярным называется воздух, включающий в себя арктический и холодный умеренный воздух, а тропическим — тропический и теплый умеренный воздух, экваториальный соответствует морскому тропическому воздуху (мТВ).

над океанической поверхностью. Это районы 4 в Атлантическом и Тихом океанах, где континентальный умеренный воздух транс-

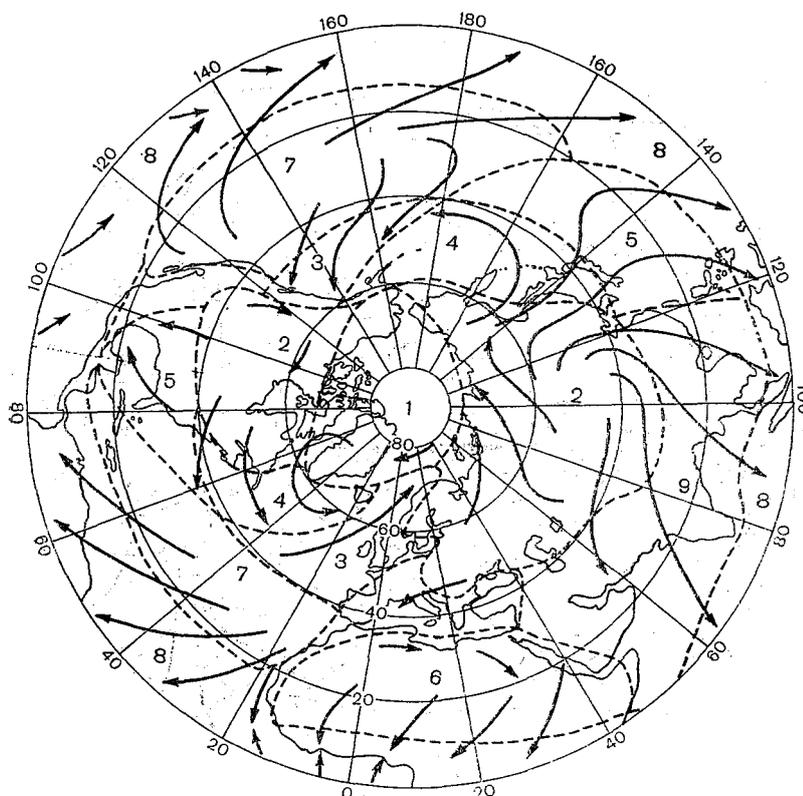


Рис. 10.3. Очаги формирования воздушных масс зимой. По С. Петтерсену.

Воздух: 1 — арктический; 2 — континентальный умеренных широт; 3 — морской умеренных широт; 4 и 5 — переходный; 6 — континентальный тропический; 7 — морской тропический; 8 — экваториальный; 9 — муссонный.

формируется в морской умеренный и районы 5 в обоих океанах, где континентальный умеренный воздух превращается в морской тропический. Воздушные массы, находящиеся в этих районах в процессе активной трансформации, С. Петтерсен назвал переходными.

Зимой на юге Азии (очаг 9) континентальный воздух умеренных широт превращается в тропический воздух, сначала в континентальный, а затем в морской, в системе зимнего азиатского муссона, и поэтому на схеме очагов формирования воздушных масс он назван муссонным (см. рис. 10.3). Аналогичным образом на рис. 10.4, где изображено летнее распределение очагов формиро-

вания воздушных масс, воздух, формирующийся в системе летнего азиатского муссона (очаг 7), также называется муссонным.

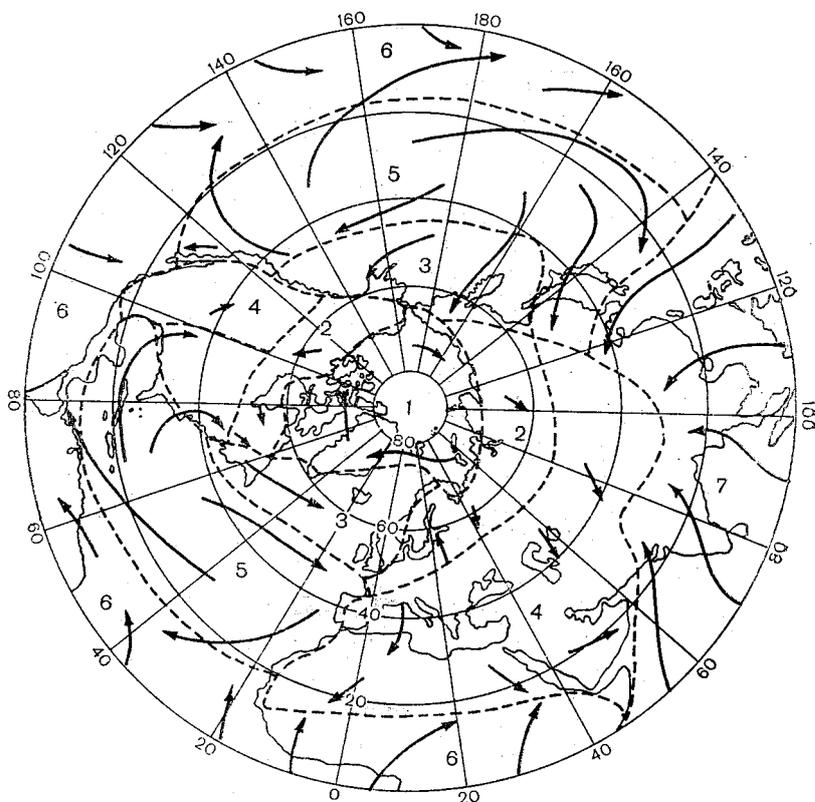


Рис. 10.4. Очаги формирования воздушных масс летом. По С. Петтерсену.

Воздух: 1 — арктический; 2 — континентальный умеренных широт; 3 — морской умеренных широт; 4 — континентальный тропический; 5 — морской тропический; 6 — экваториальный; 7 — муссонный.

Некоторые статистические характеристики воздушных масс в центральных районах европейской части СССР приведены в табл. 10.1.

Предложены географические классификации воздушных масс СССР (В. А. Бугаев, В. А. Джорджио), Северной Америки (Х. Виллет) и некоторых других районов. Все они представляют собой детализированные по очагам формирования и трансформации варианты рассмотренной выше географической классификации.

Географический тип воздушной массы может быть определен путем прослеживания движения ее из очага формирования, соот-

ветствующего данному типу. В большинстве случаев, однако, тип воздушной массы удается установить на основе сведений о типовых значениях консервативных ее характеристик, полученных для отдельных регионов. На рис. 10.5 показано вертикальное распределение псевдопотенциальной температуры, характерное для второй половины теплого полугодия в центральных районах европейской части Советского Союза. Хорошо заметны существенные отличия в значениях псевдопотенциальной температуры на всех высотах в арктическом, умеренном и тропическом воздухе. Разница между псевдопотенциальными температурами в арктическом и умеренном воздухе, а также в умеренном и тропическом на всех высотах, как правило, превышает 15 °С. Вертикальные профили псевдопотенциальной температуры показывают, что летом все воздушные массы в пограничном слое стратифицированы неустойчиво ($d\theta_p/dz < 0$). Однако арктический и континентальный умеренный воздух выше пограничного слоя стратифицированы уже устойчиво, тогда как морской умеренный

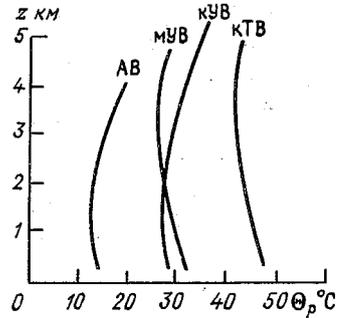


Рис. 10.5. Типовые вертикальные профили псевдопотенциальной температуры θ_p в воздушных массах различного типа. Москва, сентябрь. По А. Н. Поляковой.

Таблица 10.1

Характеристики географических типов воздушных масс в центральных районах европейской части СССР

Характеристики	Тип воздушной массы					
	КАВ	МАВ	КУВ	МУВ	КТВ	МТВ
Вертикальная протяженность, км	1—3	2—5			Обычно до тропопаузы	
Средняя температура Земли, °С;						
январь	—20	—10	—8	—1	Не характерен	+3
июль	+8	+10	+20	+15	+25	Не характерен
Горизонтальная видимость, км	20—50	50	4—10	10—20	2—6	2—6
Характерные системы конденсации;						
зима	Ясно	Sc	Ясно	Cb, Sc, ∇	—	St, , ≡
лето	Cu	Cb, ∇	Ясно	Cu, Cb, ∇	Ясно Cb, ∇	Не характерен

и континентальный тропический воздух остаются неустойчивыми до высоты 3—3,5 км.

Вместе с тем следует иметь в виду, что при перемещении воздушной массы из очага формирования происходит ее непрерывная трансформация, что приводит к значительным изменениям в распределении метеорологических величин по вертикали. Особенно велики изменения характеристик в приземном слое. Пример таких

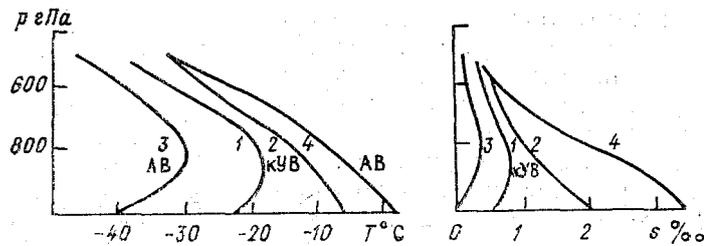


Рис. 10.6. Типовые вертикальные профили температуры и массовой доли водяного пара в континентальном умеренном воздухе в очаге формирования (1) и на севере Франции и ФРГ (2), а также эти характеристики в арктическом воздухе, соответственно (3) и (4). По С. Петтерсену.

изменений показан на рис. 10.6. Видно, что для обеих воздушных масс в очагах формирования в пределах пограничного слоя характерны инверсии. В процессе трансформации инверсии исчезли, уступив место просто устойчивой стратификации с вертикальным градиентом температуры $0,55\text{--}0,65^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Изменения температуры у поверхности Земли за время трансформации в континентальном умеренном воздухе превышают 15°C , но особенно они велики, до 40°C , при смещении арктического воздуха из Арктики на Центральную Европу. Существенно, особенно в арктическом воздухе, возрастает содержание водяного пара.

В настоящее время географическая классификация воздушных масс используется при составлении климатических описаний и справочников, при описании развития синоптических процессов, при анализе резких изменений погоды, связанных с вторжением в регион сильно контрастирующих воздушных масс и в некоторых других случаях. При разработке краткосрочных прогнозов погоды синоптику приходится учитывать не столько географический тип воздушной массы, сколько ее реальное состояние, как основы для построения прогностических выводов.

10.5. Термодинамическая классификация воздушных масс

В основу термодинамической классификации положены результаты трехмерного анализа поля температуры. Все воздушные массы делятся на *теплые*, *холодные* и *нейтральные*. При иденти-

фикации воздушной массы проводится сравнение наблюдающейся температуры с *равновесной*, т. е. температурой, соответствующей условиям радиационного и теплового баланса. Воздушная масса является теплой, если ее температура выше равновесной, и холодной, если ее температура ниже равновесной. Нейтральной является воздушная масса, температура которой близка к равновесной. Поскольку равновесная температура меняется в зависимости от широты места, характера подстилающей поверхности и других причин, то одна и та же воздушная масса в одном районе может считаться теплой, а в другом — холодной. Такой подход к классификации используется при теоретических разработках вопросов трансформации воздушных масс.

В практике синоптического анализа температура воздушной массы сравнивается не с равновесной, а с температурой соседней воздушной массы. Воздушная масса, температура которой выше, является относительно теплой. Ее принято называть теплой. Относительно более холодную воздушную массу называют холодной. При этом относительно теплая воздушная масса может еще продолжать нагреваться, т. е. в термодинамическом смысле является холодной, а холодная — еще более охлаждаться. Кроме того, выделяют нейтральные (местные) воздушные массы, которые длительное время в данном районе сохраняют основные свои свойства.

Для учета особенностей вертикального распределения температуры вводятся понятия *устойчивой* и *неустойчивой* воздушной массы.

Устойчивой считается воздушная масса, в основной толще которой вертикальный градиент температуры γ меньше влажноадиабатического $\gamma_{ва}$. Абсолютно неустойчивой называется воздушная масса, в которой вертикальный градиент температуры больше сухоадиабатического γ_a . При вертикальном градиенте температуры больше влажноадиабатического и меньше сухоадиабатического воздушную массу называют условно или относительно неустойчивой.

Как известно из курса общей метеорологии, влажноадиабатический градиент зависит от давления и температуры. Если положить $p = 1000$ гПа, то при температуре воздуха 20°C $\gamma_{ва} = 0,44^\circ\text{C}/100$ м, а при температуре -20°C $\gamma_{ва} = 0,88^\circ\text{C}/100$ м. Отсюда следует вывод, что при одинаковых вертикальных градиентах температуры и прочих равных условиях теплая воздушная масса относительно более неустойчива, чем холодная.

При равных температурах у поверхности Земли во влажной воздушной массе уровень конденсации будет ниже, чем в более сухой. Температура поднимающейся воздушной частицы во влажном воздухе начнет понижаться по влажноадиабатическому закону с меньшей высоты. В связи с этим при равных вертикальных градиентах температуры в том и другом воздухе уровень выравнивания температуры окружающего воздуха и поднимающейся воздуш-

ной частицы будет выше во влажном воздухе, чем в более сухом. Таким образом, в более сухом воздухе площадь между кривой стратификации температуры и кривой состояния будет меньше по сравнению с влажным воздухом, т. е. энергия неустойчивости в первом случае (сухом воздухе) будет меньше, чем во втором. Следовательно, при одинаковых температурах у поверхности Земли и равных вертикальных градиентах температуры, а также при прочих равных условиях, влажная воздушная масса относительно неустойчивее, чем более сухая.

Итак, с учетом особенностей горизонтального и вертикального распределения температуры и синоптического подхода к делению воздушных масс на теплые и холодные, все воздушные массы можно разделить на следующие типы:

- теплая устойчивая воздушная масса,
- теплая неустойчивая воздушная масса,
- холодная устойчивая воздушная масса,
- холодная неустойчивая воздушная масса,
- нейтральная устойчивая воздушная масса,
- нейтральная неустойчивая воздушная масса.

Теплые устойчивые воздушные массы над материками наблюдаются, как правило, в холодную часть года, когда поступающие на них с теплых океанических акваторий массы морского умеренного и тропического воздуха начинают охлаждаться от подстилающей поверхности и приобретать устойчивость. При этом в пограничном слое, непосредственно от подстилающей поверхности, устанавливается инверсия температуры. Если вторжение теплого воздуха происходит при значительных скоростях ветра, то в приземном слое инверсия за счет интенсивного турбулентного обмена разрушается, а на более высоких уровнях сохраняется *приподнятая инверсия*. Ее образование сопровождается формированием обширных полей низкой слоистой и слоисто-кучевой облачности, могущей давать морозящие осадки. Часто наблюдаются адвективные туманы. Суточный ход метеорологических величин мал и часто носит нерегулярный характер. Например, при неравномерной адвекции тепла температура воздуха и скорость ветра ночью могут быть больше, чем днем.

Над океанами и морями теплая устойчивая воздушная масса чаще всего наблюдается в теплую половину года, когда теплый воздух с материков перемещается на холодную акваторию. При смещении воздушной массы с теплой части акватории, например с области, занятой теплым течением, на холодную она быстро приобретает свойства устойчивой теплой воздушной массы.

Теплые устойчивые воздушные массы характерны для южных частей циклонов и примыкающих к ним с юга северных периферий антициклонов. Вторжения этих масс в более высокие широты часто происходят по юго-западным и западным перифериям антициклонов умеренных широт.

Теплая неустойчивая воздушная масса сохраняет неустойчивость только вблизи очага своего формирования. Над материками она наблюдается летом. В центральных и южных районах европейской части СССР и Сибири такой массой является континентальный умеренный воздух, с очагом формирования в Средней Азии. Теплая воздушная масса летом даже при перемещении в более высокие широты за счет ее дневного прогрева и поступления влаги путем испарения с водоемов и растительного покрова может становиться более неустойчивой.

Для теплой неустойчивой воздушной массы характерна конвективная облачность. При высокой влажности и интенсивной конвекции даже ночью отмечаются кучево-дождевые облака с ливнями и грозами. В ночные часы при прояснениях возникают радиационные туманы.

Над океанами и морями теплая неустойчивая воздушная масса наблюдается, как правило, в холодное полугодие. Эффект неустойчивости особенно проявляется при ее перемещении на еще более теплую подстилающую поверхность. Наиболее теплый морской тропический воздух формируется в тропической зоне, где он может быть неустойчивым и летом. В нем формируются внутритропические зоны конвергенции с характерной для них конвективной облачностью, ливневыми осадками и грозами.

В ночные часы радиационное охлаждение верхней части приводного пограничного слоя способствует развитию конвекции. В этих случаях активизируется образование кучево-дождевой облачности, выпадение ливневых осадков, сопровождающихся ночными грозами.

Суточный ход метеорологических величин в теплой неустойчивой воздушной массе более заметен, чем в устойчивой, но, в целом, по сравнению, например, с холодной неустойчивой воздушной массой является сглаженным.

В высоких и умеренных широтах теплые воздушные массы, как правило, являются устойчивыми, поскольку большую часть времени своего существования они находятся в движении, а не в очаге своего формирования. При переходе на более холодную подстилающую поверхность они быстро становятся устойчивыми с вытекающими из этого обстоятельства изменениями погодных характеристик. Наглядный пример таких изменений приведен на рис. 10.7.

Холодная устойчивая воздушная масса над материками зимой формируется при интенсивном радиационном выхолаживании в системе малоподвижного обширного антициклона. Примером такой воздушной массы является континентальный умеренный воздух над Якутией, синоптическим очагом формирования которого является сибирский антициклон.

Над льдами Арктики холодные устойчивые воздушные массы могут формироваться и летом.

В холодных устойчивых воздушных массах отмечаются очень низкая температура в приземном слое, инверсии большой толщины, простирающиеся часто от поверхности Земли до высоты 2—3 км. Причем мощность инверсии по мере формирования воздушной массы постепенно возрастает за счет сильного эффективного излучения подстилающей поверхности не только ночью, но

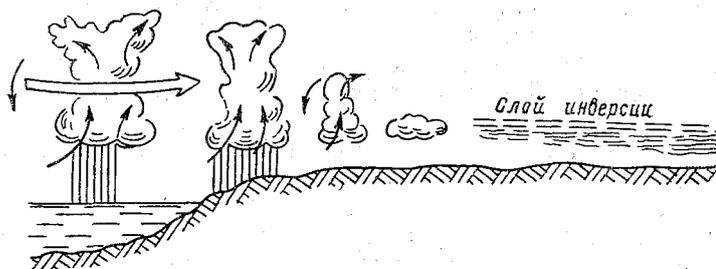


Рис. 10.7. Превращение теплой неустойчивой воздушной массы в устойчивую при ее перемещении с моря на сушу в холодную половину года. По А. С. Звереву.

и днем, что связано с малым противоизлучением воздуха с очень низкой влажностью.

В этих воздушных массах во внутриконтинентальных районах преобладает малооблачная погода с сильными морозами, особенно значительными ночью и утром, слабый ветер, хорошая видимость. В населенных пунктах с печным отоплением или при большом количестве автомобильного транспорта в атмосферу поступает большое количество водяного пара при сгорании топлива — в результате возникают антропогенные (печные, морозные) туманы.

В прибрежных районах холодные устойчивые воздушные массы имеют большую влажность, чем во внутриконтинентальных. Поэтому здесь могут возникать низкие слоистые и слоисто-кучевые облака, появляться дымки, иногда наблюдается слабый снег.

Суточный ход метеорологических величин в холодной устойчивой воздушной массе при ясной погоде довольно значителен, однако меньше, чем в холодной неустойчивой воздушной массе. При образовании в холодной устойчивой воздушной массе низкой слоистой и слоисто-кучевой облачности амплитуда суточного хода температуры, скорости ветра, относительной влажности уменьшается.

Холодная неустойчивая воздушная масса над материками наблюдается чаще всего в теплую часть года, а над океанами — в холодную, но может быть и летом при ее перемещениях с более холодной части акватории на более теплую. Наиболее часто холодная неустойчивая воздушная масса входит на территорию региона в тылу циклона.

Из всех рассмотренных выше типов воздушных масс в холодной неустойчивой воздушной массе наиболее значителен суточный ход метеорологических величин. Для внутриконтинентальных районов ночью характерна ясная, тихая погода с низкими температурами воздуха, в переходные сезоны — иногда с заморозками, высокой относительной влажностью, иногда радиационными туманами. В дневные часы наблюдается быстрое повышение температуры, появляется кучевая, а при достаточно высокой влажности кучеводождевая облачность с ливневыми осадками, иногда и с грозами. Ветер становится порывистым, временами сильным. Над океанами конвективные явления наиболее интенсивно развиваются в ночные часы.

Нейтральные, или, как их еще часто называют, местные воздушные, массы могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми в зависимости от свойств и направления трансформации воздушной массы, из которой образовалась данная нейтральная воздушная масса. Поэтому нейтральная воздушная масса, которая возникла при охлаждении теплой воздушной массы, обычно является устойчивой, а возникшая из холодной при ее прогревании от подстилающей поверхности — неустойчивой. Этими же факторами определяются характерные погодные условия: облачность, осадки, суточный ход метеорологических величин и т. п.

10.6. Трансформационные изменения свойств воздушных масс

Все характеристики воздушных масс постоянно изменяются, т. е. все воздушные массы постоянно трансформируются.

Принято различать абсолютную и относительную трансформацию. Если воздушная масса в процессе трансформации приобрела свойства воздушной массы другого типа, то такая трансформация называется *абсолютной*. Примером может быть трансформация арктического воздуха летом в континентальный умеренный воздух или трансформация теплого неустойчивого воздуха при переходе зимой с океана на сушу в теплый устойчивый. Изменение свойств воздушной массы в пределах диапазона их изменений, характерных для данного типа воздушной массы, называется *относительной* трансформацией.

Скорость трансформации, т. е. изменение ее характеристик в единицу времени, зависит от того, насколько сильно эти характеристики отличаются от равновесных значений, типичных для района, в который эта масса переместилась. В первые дни после поступления в новый район скорость трансформации воздушной массы максимальна, затем она постепенно уменьшается. Обычно скорость трансформации оценивают по межсуточным разностям температуры и влажности.

При синоптическом анализе степени трансформации воздушной массы практически невозможно использовать индивидуальные изменения ее характеристик, поэтому ограничиваются оценкой той части локальных их изменений, которые обусловлены трансформацией воздушной массы. Если использовать уравнения притока тепла и водяного пара в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) - (\gamma_a - \gamma) w + (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3), \quad (10.1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right) - \frac{\partial q}{\partial z} w + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial q}{\partial z}\right) - \frac{\partial m}{\partial t}, \quad (10.2)$$

то, исключив адвективные изменения температуры и влажности из правых частей уравнений (10.1) и (10.2), получим значения локальных изменений температуры и влажности за счет трансформационных изменений этих характеристик. Тогда

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_T = -(\gamma_a - \gamma) w + (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3), \quad (10.3)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_T = -\frac{\partial q}{\partial z} w + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial q}{\partial z}\right) - \frac{\partial m}{\partial t}, \quad (10.4)$$

где ε_1 , ε_2 и ε_3 — части локальных изменений температуры, обусловленные турбулентным теплообменом, радиационным теплообменом и фазовыми переходами воды в атмосфере; m — количество конденсировавшейся или испарившейся воды в атмосфере.

Первое слагаемое в правой части уравнения (10.3) описывает локальное изменение температуры за счет крупномасштабных упорядоченных вертикальных движений. Очевидно, что при $w > 0$ (восходящие движения) и устойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_a$), которая выше приземного слоя наблюдаются практически всегда, воздушная масса на каждом фиксированном уровне с течением времени будет приобретать все более и более низкую температуру. Наоборот, при нисходящих движениях и устойчивой стратификации температура воздушной массы на каждом уровне будет повышаться. Поскольку упорядоченные восходящие движения характерны для областей пониженного давления (циклонов и ложбин), а нисходящие — для областей повышенного давления (антициклонов и гребней), то циклон со временем становится холодным, а антициклон — теплым барическим образованием.

В свободной атмосфере вертикальный градиент температуры с высотой, как правило, изменяется незначительно и близок к его среднему значению, равному $0,65^\circ\text{C}/100$ м. Теперь, если сделать предположение о постоянстве вертикальной скорости в пределах тропосферы, то изменения температуры за счет упорядоченных вертикальных движений на всех высотах будут одинаковы и, таким образом, стратификация температуры не изменится. Однако на самом деле поскольку вертикальная скорость у поверхности Земли и тропопаузы обращается в нуль, то она имеет максимум в средней

тропосфере (обычно на высотах 3—5 км) (рис. 10.8). Множитель $(\gamma_a - \gamma)$ меняется с высотой меньше, чем w , и поэтому на значение вклада вертикальных движений в локальное изменение температуры существенного влияния не оказывает. Такое влияние может

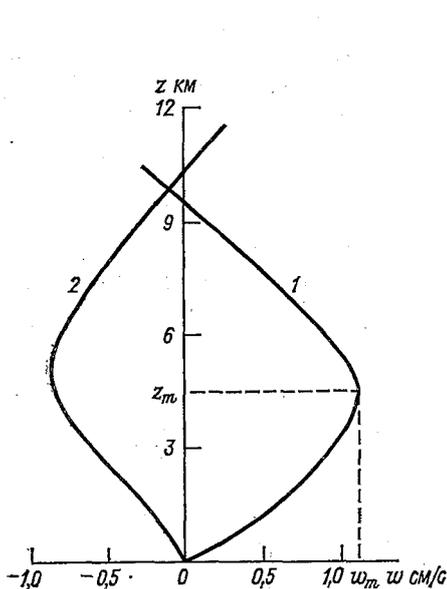


Рис. 10.8. Схематическое распределение вертикальной скорости с высотой в циклоне (1) и в антициклоне (2).

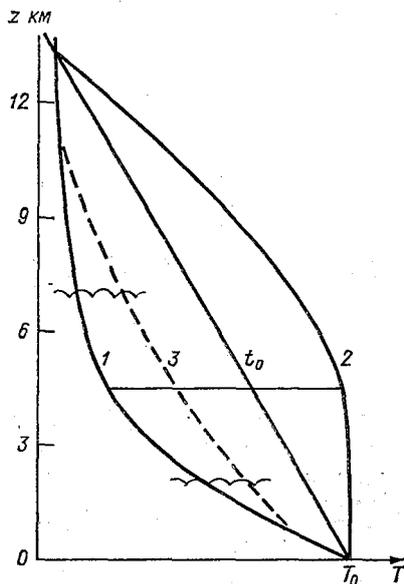


Рис. 10.9. Схематическое распределение температуры воздуха с высотой в начальный момент (t_0) и через интервал времени Δt . По Л. Т. Матвееву.

1 — в циклоне при $w > 0$; 2 — в антициклоне при $w < 0$; 3 — в циклоне после образования облака, волнистые линии — границы облачности.

проявиться только в смещении положения уровня, где локальное изменение температуры за счет вертикальных движений достигает максимальных значений (рис. 10.9). Этот рисунок показывает, как под влиянием упорядоченных вертикальных движений трансформируется стратификация температуры при восходящих движениях в циклонах и нисходящих движениях в антициклонах. Хорошо видно, что в циклонах в нижней и средней тропосфере за счет наиболее сильного понижения температуры на высотах 4—5 км стратификация температуры становится более неустойчивой. Это может привести к появлению вынужденной конвекции и образованию конвективной облачности, выпадению ливневых осадков и возникновению гроз.

Эффект повышения температуры при нисходящих движениях в антициклоне приводит к увеличению устойчивости стратификации

в нижней и средней тропосфере. В этом слое возможно появление инверсий оседания (сжатия), процесс образования которых иллюстрирует рис. 10.10. При сухоадиабатическом процессе потенциальная температура Θ является консервативной характеристикой воздушной массы. Таким образом, при отсутствии процессов испарения капель, т. е. вне облака, при нисходящих движениях в антициклоне

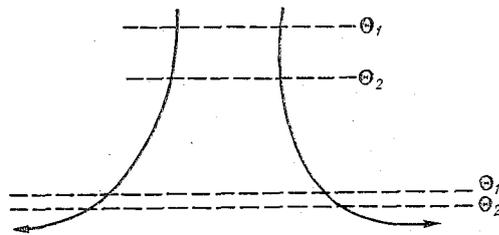


Рис. 10.10. Образование инверсии оседания (сжатия) в антициклоне при $w < 0$.

температура воздушной частицы остается постоянной.

Представим себе слой в средней тропосфере, на верхней и нижней границах которого потенциальная температура равна соответственно Θ_1 и Θ_2 , причем $\Theta_1 > \Theta_2$, так как атмосфера стратифицирована устойчиво. Поскольку на верхней границе слоя скорость вертикальных движений больше, чем на нижней, то его толщина по мере опускания вниз будет уменьшаться. В результате вертикальный градиент потенциальной температуры $d\Theta/dz$ будет возрастать. Покажем, что при повышении некоторого критического значения $d\Theta/dz$ стратификация температуры может стать инверсионной.

Запишем формулу для расчета потенциальной температуры

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{AR}{c_p}}. \quad (10.5)$$

Логарифмируя, а затем дифференцируя частным образом по z правую и левую части формулы (10.5), получим:

$$\frac{1}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{AR}{c_p p} \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (10.6)$$

Заменив dp/dz из уравнения статики и учитывая, что $dT/dz = -\gamma$, а $Ag/c_p = \gamma_a$, можем записать, что

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma). \quad (10.7)$$

Так как $Q/T \approx 1$, то

$$\partial \Theta / \partial z \approx (\gamma_a - \gamma). \quad (10.8)$$

Из (10.8) следует, что если в результате опускания слоя воздуха и его сжатия градиент потенциальной температуры станет больше $1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, то γ будет меньше 0, т. е. стратификация температуры станет инверсионной.

Наличие вертикальных движений приводит к изменениям не только температуры и ее стратификации, но и влажности воздуха и ее изменению с высотой [первый член правой части уравнения (10.4)]. В областях с восходящими движениями массовая доля водяного пара на всех уровнях, как правило, увеличивается, так как выше приземного слоя эта величина с высотой убывает. Увеличение q во времени минимально вблизи поверхности Земли и максимально на уровне, несколько меньшем, чем высота максимальных значений вертикальной скорости. Это происходит потому, что наряду с ростом w с высотой происходит уменьшение вертикального градиента массовой доли водяного пара, и поэтому максимум функции $w \frac{\partial q}{\partial z}$ находится ниже высоты наибольшей скорости вертикальных движений.

Увеличение массовой доли водяного пара в сочетании с понижением температуры приближает воздух к состоянию насыщения, а затем к появлению облачности. С началом конденсации в первом члене правой части уравнения (10.3) следует γ_a заменить на $\gamma_{ва}$. Так как $\gamma_{ва} < \gamma_a$, то изменение температуры за счет вертикальных движений в облаке будет меньше, чем в атмосфере с ненасыщенным водяным паром. Поэтому кривая 3 распределения температуры на рис. 10.10, построенная с учетом процессов облакообразования, находится правее кривой 1, построенной без их учета.

Влияние на трансформационные изменения свойств воздушной массы радиационного теплообмена и турбулентного тепло- и влагообмена при синоптическом анализе точно учесть затруднительно. Некоторые способы приближенной оценки этих факторов будут описаны при рассмотрении вопросов прогноза температуры и влажности (см. гл. 20).

Частично влияние процессов конденсации водяного пара на вертикальное распределение температуры в воздушной массе уже было рассмотрено. Отметим еще влияние неадиабатических факторов на температурную стратификацию, учитываемых уравнением (10.3).

Охлаждение воздушной массы от подстилающей поверхности (фактор, учитываемый ϵ_1) способствует увеличению ее статической устойчивости в нижней части тропосферы, а нагревание — повышению неустойчивости. Радиационное охлаждение верхней части воздушной массы, главным образом верхней границы облаков (фактор, учитываемый ϵ_2) приводит к увеличению статической неустойчивости стратификации воздушной массы.

Процессы конденсации водяного пара в нижней и средней тропосфере способствуют росту неустойчивости стратификации, а испарения — ее уменьшению. Неравномерная по высоте адвекция тепла приводит к изменению стратификации температуры. При этом если наверху отмечается адвекция холода, а внизу адвекция

тепла или меньшая по значению адвекция холода, то увеличивается неустойчивость стратификации температуры. Наоборот, если в верхней части воздушной массы наблюдается адвекция тепла, а в нижней ее части — адвекция холода или меньшая по значению адвекция тепла, то увеличивается устойчивость.

Условия трансформации воздушной массы над сушей и морем различны. Летом над сушей наибольшую интенсивность имеет трансформация холодного воздуха, причем скорость трансформации зависит от разности температур между приземным слоем воздуха и подстилающей поверхностью. В качестве примера рассмотрим скорость трансформации воздушных масс по пути их движения на Западную Сибирь и Казахстан с различных направлений (табл. 10.2).

Таблица 10.2

Межсуточные изменения температуры ($^{\circ}\text{C}$) на высотах 0, 1, 3 и 5 км при летней трансформации воздушных масс. По В. Р. Дубенцову

Сутки	Направление траектории										
	С-Ю				СЗ-ЮВ				З-В		
	0	1	3	5	0	1	3	5	0	1	3
1	5	4	2	1	3	3	3	2	1	1	0
2	4	4	2	1	2	3	2	1	1	1	2
3	5	5	4	2	1	2	2	2	0	1	0
4	3	3	2	2	1	2	2	1	3	2	2
5	2	1	2	1	3	2	1	2	3	3	3
6	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1
7	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—

При вторжениях с севера (с Карского моря) наиболее сильный прогрев приземного слоя воздуха отмечается в течение первых трех суток, когда воздушная масса нагревается на 14°C . В дальнейшем скорость трансформации замедляется. На 7-е сутки трансформация заканчивается. В результате температура воздуха в приземном слое повышается на 20°C ; скорость трансформации с высотой в целом уменьшается, однако в пределах пограничного слоя она остается примерно такой же, как и у поверхности Земли. На высоте 1 км за 7 сут температура повышается на 18°C , выше пограничного слоя максимум повышения температуры заметно запаздывает. Уменьшение скорости прогрева с высотой, особенно заметное в первые трое-четыре суток, указывает на увеличение неустойчивости стратификации температуры по мере трансформации воздушной массы.

При вторжении холодного воздуха с Норвежского моря, т. е. с северо-запада, скорость трансформации меньше, чем в холодном

воздухе, вошедшем по северной траектории. Это объясняется, с одной стороны, более высокой температурой воздушной массы, вышедшей на континент с более теплого моря, а с другой стороны — более высокой влажностью, создающей благоприятные условия для развития облачности, уменьшающей приток прямой солнечной радиации. Увеличение скорости трансформации у подстилающей поверхности на 5-е сутки скорее всего связано с уменьшением количества облачности вследствие выпадения осадков в предыдущие дни. Трансформация воздушной массы идет примерно 7 сут. За это время воздушная масса у поверхности Земли прогревается на 12°C . С высотой скорость трансформации и суммарный прогрев за неделю уменьшаются медленнее, чем в воздушной массе, вошедшей с севера. Это указывает на то, что при более высокой влажности, способствующей развитию конвективных движений, трансформация охватывает большую толщу атмосферы, чем в воздухе с низкой влажностью.

При перемещении воздуха по западной траектории холодный воздух перемещается вдоль широтного круга. Температура его при вхождении на континент еще более высокая по сравнению с воздушными массами, поступающими на континент с северо-запада и тем более с севера. Скорость трансформации в первые трое суток мала в связи с образованием большого количества конвективной облачности при высокой влажности, характерной для этой воздушной массы. Выпадение осадков приводит к значительному увлажнению почвы, в связи с чем большое количество тепла тратится на испарение, а не на нагревание воздуха. Только после выпадения большей части атмосферной влаги уменьшается количество облачности и скорость трансформации на 3—4-е сутки на всех высотах существенно возрастает. Для данной воздушной массы характерно сильное развитие конвективного перемешивания, в результате чего скорости трансформации на всех высотах мало отличаются друг от друга. Трансформация практически заканчивается на 6-е сутки. За это время воздух у поверхности Земли нагревается на 9°C , на высоте 1 км — на 10°C и на высоте 3 км — на 8°C .

Изменения температуры при трансформации теплой воздушной массы зимой над континентом распространяются на всю нижнюю часть тропосферы и по своим значениям вполне сравнимы с изменениями температуры холодной массы над континентом летом. При трансформации увеличивается термическая устойчивость атмосферы. Трансформация практически заканчивается на 5—6-е сутки как по температурному, так и по влажностному режиму.

Зимой при наличии снежного покрова поступившая на территорию региона относительно холодная воздушная масса часто продолжает охлаждаться, особенно сильно в ночные часы, когда в первые две-три ночи температура может понижаться на $10—15^{\circ}\text{C}$.

В последующие дни ночные понижения температуры становятся менее значительными. Если над снежным покровом перемещается относительно теплая воздушная масса, с температурой близкой к 0°C , то межсуточные разности температуры невелики и составляют всего $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Это связано с наличием в таких условиях сплошного покрова низкой облачности, а иногда и тумана, уменьшающих эффективное излучение подстилающей поверхности. Кроме того, мал контраст температуры между воздухом и тающим снегом.

При пыльной или песчаной буре поглощение прямой солнечной радиации пылью может привести к повышению температуры воздуха у поверхности Земли на $5\text{--}8^{\circ}\text{C}$.

Условия трансформации воздушных масс над океанической акваторией отличаются от условий их трансформации над сушей стабильностью направления теплообмена. Это связано с тем, что температура поверхности океана в связи с большой теплоемкостью воды и свободным обменом с более низкими слоями изменяется очень мало. Характерная межсуточная изменчивость температуры и амплитуды суточного хода составляет несколько десятых долей градуса. Поэтому в течение всех суток поток направлен или от океана к атмосфере, если воздушная масса холодная, или от атмосферы к океану, если воздушная масса теплая. В то же время над сушей большой суточный ход температуры подстилающей поверхности зачастую приводит к существенным колебаниям потоков тепла, а иногда и к смене их направлений в течение суток. В связи с этим скорость трансформации воздушных масс над океанами в среднем больше, чем над сушей. Температура устойчивой воздушной массы у водной поверхности практически равна ее температуре, а в неустойчивой воздушной массе отличается не более чем на $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$.

Однако при перемещениях воздушной массы в пограничной зоне между теплыми и холодными океаническими течениями межсуточная разность температуры в приводном слое может достигать $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$, а иногда и более.

10.7. Oroграфические влияния на характеристики воздушных масс

Наибольшее влияние на характеристики воздушных масс оказывают горы. Они могут задерживать воздушные массы, особенно те, вертикальная протяженность которых невелика, изменять направление их движения или приводить к эффектам, связанным с переваливанием воздушных масс через горные хребты.

Широтно расположенные горные хребты, как, например, Крымские и Кавказские, препятствуют проникновению холодных масс с севера на южные склоны, что делает там климат более мягким, чем на северных склонах.

Воздушная масса, подходя к горному хребту, начинает испытывать вынужденный подъем по склону с вертикальной скоростью ω_h , равной

$$\omega_h = V_n \frac{\partial h}{\partial n}, \quad (10.9)$$

где V_n — нормальная к направлению хребта составляющая скорость ветра; h — высота. Поэтому на наветренной стороне хребта, где $\omega_h > 0$, создаются благоприятные условия для формирования облачности и выпадения обложных (орографических) осадков. При влажнонеустойчивой стратификации, в условиях вынужденной конвекции, могут выпадать ливневые осадки и возникать грозы. На подветренной стороне возникают нисходящие движения, вследствие чего воздушная масса адиабатически нагревается и удаляется от состояния насыщения.

Следует иметь в виду, что скорость орографических вертикальных движений, как правило, на два порядка больше, чем упорядоченных вертикальных движений, связанных с дивергенцией (конвергенцией) воздушных течений в пограничном слое и нестационарностью атмосферных движений.

Распределение скорости орографических вертикальных движений по высоте в целом аналогично его распределению в тропосфере, приведенном на рис. 10.8. У подошвы горы $\omega_h = 0$, затем она возрастает, достигая максимума на высоте h_m и вновь становится равной нулю на вершине горы, так как происходит смена ее знака при переходе на другую сторону горы. Такое распределение вертикальных движений приводит к тому, что, во-первых, ниже уровня h_m на наветренной стороне горы неустойчивость воздушной массы начинает увеличиваться, и, во-вторых, приближение воздуха, поднимающегося по склону, к насыщению облегчает реализацию энергии неустойчивости и, следовательно, способствует образованию конвективной облачности и выпадению ливневых осадков.

На фиксированном уровне ветер над равниной сильнее, чем вблизи склона. Над вершиной горы, вследствие сгущения линий тока, скорость ветра больше, чем над равниной. Здесь скорости ветра, так же как на перевалах и в ущельях, могут достигать очень больших значений.

Влияние гор на характер воздушных течений проявляется не только в изменениях вертикальной и горизонтальной составляющих скорости переноса, но и в образовании подветренных волн. Эти волны возникают при обтекании горного хребта. При больших скоростях потока возникают вихри с горизонтальной осью (рис. 10.11). Когда невозмущенный воздушный поток встречает на пути горные препятствия, сначала он обтекает его, т. е. плавно поднимается по наветренной стороне, а затем, перевалив через вершину, также плавно опускается по подветренному склону. Од-

новременно около вершины отмечаются очень сильные ветры (рис. 10.11 1). Однако вскоре на подветренной стороне начинают возникать вихри, при этом вдоль наветренного склона могут обра-

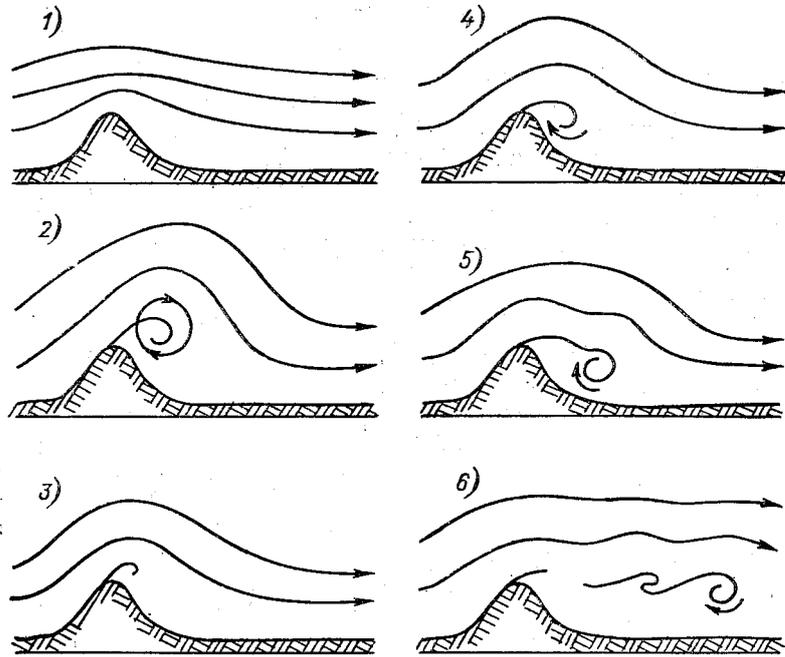


Рис. 10.11. Процесс образования вихрей у горных вершин. По Ш. А. Мусаеляну.

зоваться возвратные движения (рис. 10.11 2, 4, 5). Возникает явление, называемое *отрывом потока* (рис. 10.11 6). Чаще всего поток отрывается от острых краев горных вершин. Восходящие конвективные движения также благоприятствуют появлению этого явления. Поэтому более вероятен отрыв потока в том случае, когда подветренная сторона горы обращена к Солнцу.

Флуктуации скорости ветра в зоне волновых движений могут превышать 10 м/с.

Волновые движения распространяются до больших высот. Некоторые исследователи связывают с ними образование на высотах 25—30 км перламутровых облаков. Над Скандинавскими горами, высота которых около 2,5 км отмечались волнообразные облака на высоте около 22 км. В тропосфере орографические волновые процессы являются причиной возникновения чечевицеобразных облаков.

В связи с особенностями циркуляции над горными районами М. А. Петросянц предложил следующее деление атмосферы:

— слой местных горных циркуляций, начинающийся от подножия горного хребта до его средней высоты. Здесь наблюдаются так называемые местные ветра: фён, горно-долинные ветры, стоковые ветры и др. Условия образования этих ветров и связанные с ними изменения погодных характеристик рассматриваются в специальном курсе «Региональные синоптические процессы и про-

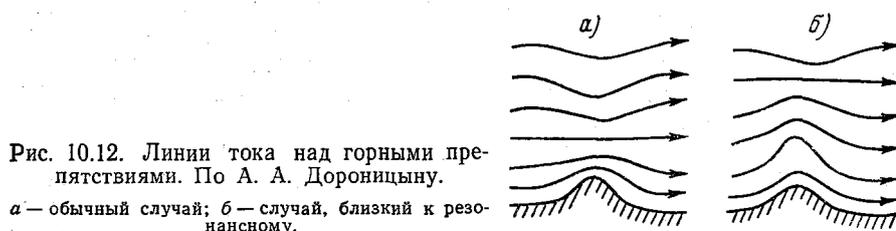


Рис. 10.12. Линии тока над горными препятствиями. По А. А. Дороницыну.

a — обычный случай; *б* — случай, близкий к резонансному.

гнозы». Поэтому мы отсылаем читателя к учебному пособию по этому курсу¹;

— горный слой трения, простирающийся от середины высоты горного хребта до уровня выравнивания скорости ветра над горами и равниной. В пределах этого слоя наблюдается сильное турбулентное перемешивание. Скорость ветра в среднем меньше, чем над равниной;

— горная свободная атмосфера начинается от верхней границы слоя трения и заканчивается вблизи тропопаузы. Для этого слоя характерны более сильные ветры, чем над соседними равнинами, и противофазовые возмущения линий тока (рис. 10.12).

В обычном случае максимальное смещение по вертикали имеет линия тока, находящаяся вблизи подстилающей поверхности (рис. 10.12 *a*). Искривление линий тока убывает по вертикали и на некоторой высоте исчезает полностью. Выше происходит обращение характера линий тока. Такое чередование характера линий тока может повторяться несколько раз. Максимумы вертикального смещения линий тока по абсолютному значению почти равны максимуму смещения линий тока у подстилающей поверхности. Таким образом, максимальная амплитуда колебаний линий тока будет примерно равна высоте горы.

Иногда, при определенных сочетаниях высоты горы, ее ширины и скорости воздушного потока возникает возмущение линий тока, близкое к резонансному (рис. 10.12 *б*). Вертикальные смещения линий тока достигают на некоторой высоте максимальных значений, превосходящих высоту неровности рельефа. Происходит как бы подбрасывание воздушного потока горой. Невозмущенная линия тока лежит на большей высоте, чем в обычном случае

¹ Хандожко Л. А. Региональные синоптические процессы. — Изд. ЛГМИ, 1988.

обтекания. Вместе с тем следует иметь в виду, что при возмущениях, близких к резонансным, наряду со значительным возрастанием амплитуды происходит также сильное увеличение длины волны. Поэтому такие волны могут быть менее ощутимы для летательных аппаратов, чем короткие волны с меньшей амплитудой, возникающие при обычном обтекании горного хребта.

При изменении направления перемещения под влиянием горного хребта воздушная масса попадает в новые равновесные условия, что сказывается на скорости и направлении ее трансформации, которые могут быть определены на основе знания конкретных местных условий.

На температуру воздушной массы оказывают влияние не только орографические вертикальные движения, но ориентация склонов по отношению к прямой солнечной радиации, положение снеговой линии и т. д. Влияние горных массивов проявляется и в синоптическом масштабе. Так, летом над горами температура воздуха выше, чем на тех же высотах над окружающими равнинами. Поэтому над горами в это время года часто отмечаются гребни тепла.

10.8. Распределение озона в различных воздушных массах

Озон, несмотря на малое его содержание в атмосфере, играет существенную роль во многих физических и химических процессах в атмосфере. Его суммарное количество принято измерять толщиной слоя газообразного озона, приведенного к нормальным условиям ($P_0 = 1013,25$ гПа, $T_0 = 288,15$ К). В качестве единицы общего (суммарного) содержания озона используется 1 атмосферосантиметр (атм-см) — слой озона толщиной 1 см при нормальных условиях. В некоторых случаях используют в качестве единицы 1 миллиатмосферо-сантиметр (матм-см), причем 1 атм-см $= 10^3$ матм-см.

Озон является наиболее важной в энергетическом отношении составной частью воздуха стратосферы. Вертикальное и горизонтальное распределение температуры в стратосфере, структура ее полей давления и ветра самым тесным образом связаны с атмосферным озоном. Благодаря своему консервативному свойству, поскольку озон сравнительно медленно разрушается при поступлении в нижнюю стратосферу и тропосферу, данные о его распределении используются в ряде случаев для изучения циркуляции и турбулентности в стратосфере и тропосфере. Примечательно, что озон путем поглощения ограничивает коротковолновый конец солнечного спектра (короче 290 нм), при наличии которого органическая жизнь на Земле в ее современном виде была бы невозможной.

Развитие исследований атмосферного озона определялось практическими требованиями, связанными с развитием авиации, возду-

хоплавания, ракетной и космической техники. Уже в нижней стратосфере концентрация озона вредна для здоровья человека. Повышенная концентрация озона вызывает порчу резины и других конструкционных материалов, что необходимо учитывать, например, при длительных высотных полетах.

Этот далеко не полный перечень в достаточной мере определяет актуальность проблемы атмосферного озона. Поэтому наряду с физико-химическим исследованием озона в атмосфере ведутся работы по изучению его связи со структурой полей многих метеорологических величин и синоптическими объектами.

Была установлена связь между температурой воздуха на разных высотах и общим содержанием озона. Оказалось, что для тропосферных уровней коэффициенты корреляции между температурой и общим содержанием озона отрицательны и имеют наибольшее абсолютное значение для средней тропосферы. В стратосфере, наоборот, связь между температурой и общим количеством озона положительна и несколько менее тесная, чем для тропосферных уровней (табл. 10.3).

Таблица 10.3

Коэффициент корреляции между общим содержанием озона и температурой на различных высотах. По Г. П. Гущину

Станция	Период наблюдений	Высота, км		
		3	6	15
СП-8	VI 1959	—	—0,79	0,62
о. Диксон	VII 1961	—	—0,35	0,41
Воейково	III — X 1958	—0,75	—0,74	0,15
Иркутск	IX 1961	—0,68	—0,60	0,57
Владивосток	XII 1958	—0,56	—0,37	0,56
Абастумани	XII 1957	—	—0,52	0,39

Данные, приведенные в табл. 10.3, а также многочисленные материалы по этому вопросу, опубликованные в других источниках, позволяют сделать вывод, что связь между температурой воздуха в средней тропосфере и общим содержанием озона довольно тесная и оценивается коэффициентами корреляции, в среднем превышающими абсолютное значение 0,5.

Поскольку температура воздуха является одной из важнейших характеристик воздушной массы, то, очевидно, должна существовать связь между типом воздушной массы и общим содержанием озона в ней. Наличие такой зависимости иллюстрирует рис. 10.13.

Хорошо видно, что за весь двухлетний период никогда общее содержание озона в арктическом воздухе не было меньше, чем в умеренном, и в умеренном — меньше, чем в тропическом. Наи-

большие различия содержания озона наблюдаются в весенние месяцы, когда наиболее значителен контраст в общем количестве озона между высокими и низкими широтами.

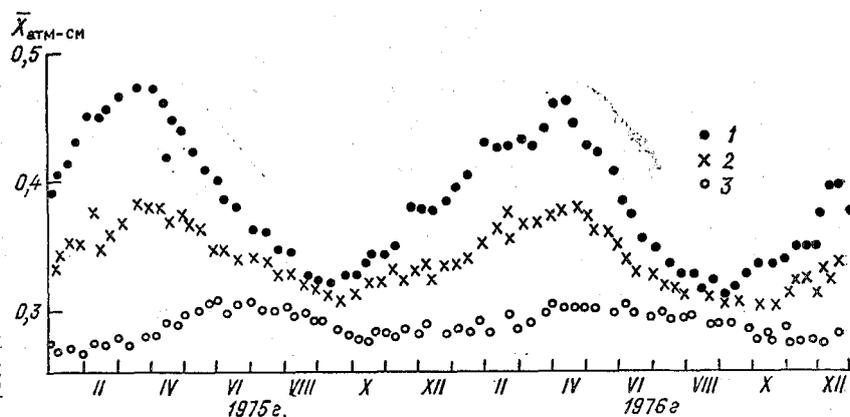


Рис. 10.13. Средние за день значения общего содержания озона (\bar{X}) в различных воздушных массах в 1975—1976 гг. По А. М. Шаламянскому и К. И. Ромашкиной.

Воздух: 1 — арктический, 2 — умеренных широт, 3 — тропический.

ГЛАВА 11. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

11.1. Определения и общие сведения

Атмосферный фронт — узкая переходная зона между соседними воздушными массами, характеризующаяся резкими изменениями метеорологических величин. Синонимами являются термины «фронтальная зона» и «фронтальный слой», поскольку в реальных условиях область перехода между воздушными массами имеет конечную ширину, которая, как уже указывалось в предыдущей главе, у поверхности Земли имеет размеры в несколько десятков километров, а в свободной атмосфере — несколько сотен километров. Вертикальная протяженность фронтального слоя составляет обычно несколько сотен метров.

Не следует смешивать понятия фронтальной зоны и высотной фронтальной зоны (ВФЗ). Последняя является областью перехода от высокого холодного циклона к высокому теплому антициклону. Горизонтальные градиенты температуры и давления в ней большие, но они не сосредоточены в небольшой по ширине области, как во фронтальной зоне, а распределены по значительной терри-

тории. Фронтальная зона лучше выражена в нижней половине тропосферы, а ВФЗ — в средней и верхней ее части. Атмосферный фронт, как увидим далее (см. гл. 12), является составным элементом ВФЗ.

Возникновение и поддержание существования фронтов, которые обычно наблюдаются в течение нескольких суток, возможно только в области сходимости воздушных течений, обеспечивающих сближение разнородных по своим характеристикам воздушных масс. Поэтому они возникают и длительное время существуют в областях пониженного давления, т. е. в циклонах и ложбинах. Ширина фронтального слоя тем меньше, чем интенсивнее идет процесс конвергенции воздушных течений, а поскольку он лучше выражен в слое приземного трения, то фронтальный слой имеет меньшую ширину вблизи поверхности Земли и большую — в свободной атмосфере.

В областях повышенного давления (антициклонах и гребнях), для которых характерна расходимость воздушных течений, особенно значительная в пограничном слое атмосферы, фронты длительное время существовать, а тем более формироваться не могут. Их иногда можно встретить на дальних перифериях антициклонов, причем в полях метеорологических величин как переходные зоны от одной воздушной массы к другой они выражены значительно хуже, чем в областях пониженного давления.

Если представить фронтальный слой в виде фронтальной поверхности, то на ней, из очевидных соображений, будут претерпевать разрыв (скачкообразные изменения) значения таких метеорологических величин, как температура и влажность. При переходе через фронтальную поверхность, как увидим далее, резко изменяется свое значение горизонтальный градиент давления и ветер.

В соответствии с основными законами динамики атмосферы на поверхностях раздела между воздушными массами должны выполняться так называемые динамическое и кинематическое условия. Динамическое условие формулируется следующим образом: на поверхности раздела давление не терпит разрыва, т. е. $p_1 = p_2$, где p_1 — давление в более теплой воздушной массе; p_2 — давление в более холодной воздушной массе. Кинематическое условие отражает требования субстанциональности поверхности раздела, т. е. тот факт, что поверхность раздела должна состоять из одних и тех же частиц. Выполнение этого условия возможно при равенстве нормальных к поверхности раздела составляющих движения воздуха, т. е. $C_{n,1} = C_{n,2}$, где $C_{n,1}$ — нормальная составляющая скорости движения воздуха в более теплой воздушной массе, а $C_{n,2}$ — в более холодной или, что то же самое $v_{n,1} = v_{n,2}$, где $v_{n,1}$ — нормальная к линии фронта составляющая скорости ветра в более теплой воздушной массе, а $v_{n,2}$ — в более холодной.

Следовательно, фронтальная поверхность является поверхностью разрыва нулевого порядка в поле влажности, температуры,

плотности воздуха и поверхностью разрыва первого порядка в поле давления и ветра.

11.2. Наклон фронтальной поверхности

Сближение двух разнородных воздушных масс приводит к тому, что на одном и том же уровне оказывается воздух с различной плотностью. Такая система, как известно, стремится к взаимному расположению своих компонент, при котором ее центр тяжести займет наиболее низкое положение. Поэтому потенциально более холодный воздух будет подтекать под теплый. В пределе система будет состоять из холодной воздушной массы, находящейся внизу, и теплой воздушной массы, находящейся сверху. Границей раздела между ними будет переходный слой инверсии температуры или, стилизуя его как поверхность, поверхность разрыва температуры (плотности). В реальных условиях такой процесс

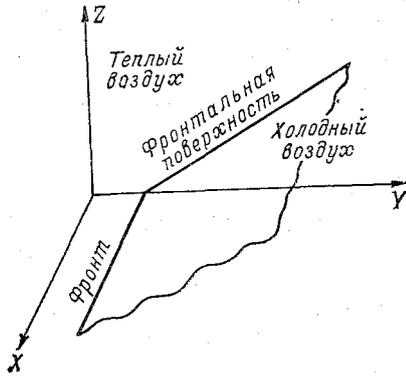


Рис. 11.1. Положение воздушных масс и фронтальной поверхности в пространстве.

практически до конца не доходит и поверхность раздела сохраняет некоторый наклон к горизонту (рис. 11.1). Горизонтальное положение поверхностей раздела возможно лишь тогда, когда силы барического градиента, действующие на разделяемые воздушные массы, будут уравновешены другими силами, например силой Кориолиса. Таким образом, условием существования наклонной поверхности раздела является перемещение воздушных масс относительно фронта и, следовательно, относительно друг друга.

На основании динамического условия $p_1 = p_2$, где p_1 — давление в теплой воздушной массе и p_2 — давление в холодной воздушной массе, можно записать, что

$$dp_2 - dp_1 = 0 \quad (11.1)$$

или

$$\left(\frac{\partial p_2}{\partial x} - \frac{\partial p_1}{\partial x}\right)dx + \left(\frac{\partial p_2}{\partial y} - \frac{\partial p_1}{\partial y}\right)dy + \left(\frac{\partial p_2}{\partial z} - \frac{\partial p_1}{\partial z}\right)dz = 0. \quad (11.2)$$

При этом учтено, что в силу динамического условия

$$\partial p_2 / \partial t - \partial p_1 / \partial t = 0.$$

На основании уравнения (11.2) можно записать:

$$\operatorname{tg} \alpha_x = \frac{dz}{dx} = -\frac{\partial p_2/\partial x - \partial p_1/\partial x}{\partial p_2/\partial z - \partial p_1/\partial z}; \quad (11.3)$$

$$\operatorname{tg} \alpha_y = \frac{dz}{dy} = -\frac{\partial p_2/\partial y - \partial p_1/\partial y}{\partial p_2/\partial z - \partial p_1/\partial z}, \quad (11.4)$$

где α_x и α_y — углы, образованные поверхностью раздела с осями OX и OY .

Если воспользоваться уравнением статики

$$\partial p/\partial z = -\rho g,$$

то знаменатель в формулах (11.3) и (11.4) приобретает следующий вид:

$$\partial p_2/\partial z - \partial p_1/\partial z = -g(\rho_2 - \rho_1). \quad (11.5)$$

Тогда формулы (11.3) и (11.4) можно записать так:

$$\operatorname{tg} \alpha_x = \frac{\partial p_2/\partial x - \partial p_1/\partial x}{g(\rho_2 - \rho_1)}, \quad (11.6)$$

$$\operatorname{tg} \alpha_y = \frac{\partial p_2/\partial y - \partial p_1/\partial y}{g(\rho_2 - \rho_1)}. \quad (11.7)$$

Поскольку $\rho_2 > \rho_1$, то знаменатель в формулах (11.6) и (11.7) положителен.

Теперь, если направить ось OX по касательной к линии фронта, а ось OY — по нормали к ней, то

$$\operatorname{tg} \alpha_x = 0, \quad (11.8)$$

$$\operatorname{tg} \alpha_y = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial p_2/\partial y - \partial p_1/\partial y}{g(\rho_2 - \rho_1)}. \quad (11.9)$$

Поскольку $g(\rho_2 - \rho_1) \neq 0$, а $\operatorname{tg} \alpha_x = 0$, то в (11.6)

$$\partial p_2/\partial x - \partial p_1/\partial x = 0. \quad (11.10)$$

Следовательно, касательные к фронту составляющие градиента давления не терпят разрыва.

Поскольку холодный воздух в виде тонкого клина находится под теплым воздухом, так что $0 < \alpha < 90^\circ$, то $\operatorname{tg} \alpha > 0$. Из (11.9) следует, что условием существования фронтов является выполнение соотношения

$$\partial p_2/\partial y - \partial p_1/\partial y > 0. \quad (11.11)$$

Это аналогично утверждению, что

$$\partial^2 p/\partial y^2 > 0, \quad (11.12)$$

т. е. тому, что фронт должен лежать на оси ложбины (см. гл. 3).

На рис. 11.2а представлено положение фронтальной поверхности в U- или V-образной ложбине. Действительно, если ось OY направлена в сторону холодной воздушной массы, как на рис. 11.1, то

$$\partial p_2 / \partial y > 0, \partial p_1 / \partial y < 0$$

и соотношение (11.11) выполняется, т. е. $\operatorname{tg} \alpha > 0$.

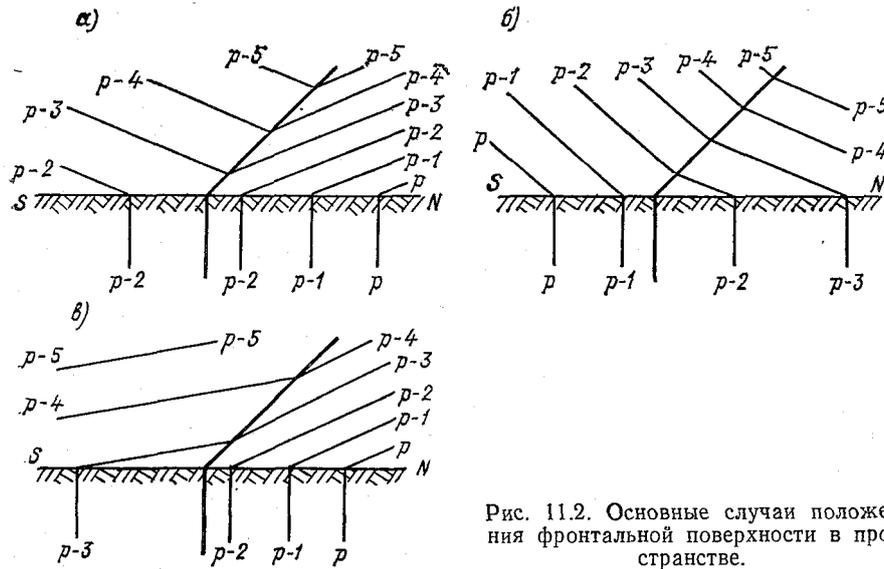


Рис. 11.2. Основные случаи положения фронтальной поверхности в пространстве.

На рис. 11.2б и 11.2в приведены случаи, когда фронтальная поверхность находится в замаскированной ложбине. В первом случае имеем:

$$\partial p_2 / \partial y < 0 \text{ и } \partial p_1 / \partial y < 0, \text{ но } |\partial p_2 / \partial y| < |\partial p_1 / \partial y|,$$

поэтому

$$\partial p_2 / \partial y - \partial p_1 / \partial y > 0 \text{ и } \operatorname{tg} \alpha > 0.$$

В случае, показанном на рис. 11.2в,

$$\partial p_2 / \partial y > 0 \text{ и } \partial p_1 / \partial y > 0, \text{ но } \partial p_2 / \partial y > \partial p_1 / \partial y,$$

поэтому

$$\partial p_2 / \partial y - \partial p_1 / \partial y > 0 \text{ и } \operatorname{tg} \alpha > 0.$$

Нетрудно убедиться, что другие варианты положения фронтального раздела в барическом поле без нарушения условия (11.11) построены быть не могут.

Следовательно, основной формой барического рельефа в области фронтального раздела является ложбина, на оси которой лежит линия фронта.

Второй вывод, который может быть сделан из анализа формулы (11.9), заключается в том, что чем больше разность $dp_2/dy - dp_1/dy$, т. е. чем глубже ложбина, тем больший угол наклона к горизонту имеет фронтальная поверхность.

11.3. Модель стационарного фронта

Выясним условия, при которых фронтальная поверхность будет стационарной, т. е. не будет изменять свое положение с течением времени. Для этого вернемся к формуле (11.10).

Используя геострофические соотношения, получим $dp/dx = l\rho v_g$. Тогда (11.10) будет иметь следующий вид:

$$l(\rho_2 v_{g,2} - \rho_1 v_{g,1}) = 0.$$

Так как $l \neq 0$, кроме экватора, то

$$\rho_2 v_{g,2} - \rho_1 v_{g,1} = 0. \quad (11.13)$$

Поскольку на фронтальной поверхности $\rho_1 \neq \rho_2$, то соотношение (11.13) может быть выполнено только в двух случаях, когда

$$v_{g,2} \neq v_{g,1} \text{ или } v_{g,2} = v_{g,1} = 0. \quad (11.14)$$

Но при геострофическом движении, т. е. при движении без ускорения и отсутствии вертикальных движений, $v_{g,1}$ и $v_{g,2}$ являются нормальными к фронту составляющими скорости ветра. Они равны соответственно $v_{n,1}$ и $v_{n,2}$ (см. п. 11.1). Тогда на основании (11.14) имеется следующая альтернатива:

$$v_{n,1} \neq v_{n,2} \text{ или } v_{n,1} = v_{n,2} = 0. \quad (11.15)$$

Первое соотношение (11.15) не удовлетворяет сформулированному ранее кинематическому условию. Остается, таким образом, сделать вывод, что при геострофическом движении воздуха нормальные составляющие скорости ветра отсутствуют, т. е. фронт, в силу своей субстанциональности, в поле геострофического ветра стационарен.

Далее, если подставить в формулу (11.9) вместо производной от давления dp/dy ее значение из геострофического соотношения $dp/dy = -l\rho u_g$, то получим

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{(\rho_1 u_{g,1} - \rho_2 u_{g,2})}{\rho_2 - \rho_1}. \quad (11.16)$$

Теперь, если заменить ρ по уравнению состояния и учесть, что $\rho_1 = \rho_2$, получим

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{(T_2 u_{g,1} - T_1 u_{g,2})}{T_1 - T_2}. \quad (11.17)$$

Формулу (11.17) обычно называют формулой Маргулеса.

Введем следующие обозначения:

$$T_m = \frac{T_1 + T_2}{2}; \quad \Delta T = T_1 - T_2;$$

$$u_{g,m} = \frac{u_{g,1} - u_{g,2}}{2}; \quad \Delta u_g = u_{g,2} - u_{g,1}.$$

Тогда

$$\begin{aligned} T_1 &= T_m + \Delta T/2; \quad T_2 = T_m - \Delta T/2; \\ u_{g,1} &= u_{g,m} + \Delta u_g/2; \quad u_{g,2} = u_{g,m} - \Delta u_g/2. \end{aligned} \quad (11.18)$$

После подстановки (11.18) в формулу (11.17) получим, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} T_m \frac{\Delta u}{\Delta T} + \frac{l}{g} u_{g,m}. \quad (11.19)$$

Второе слагаемое представляет собой тангенс угла наклона изобарической поверхности. Действительно, если учесть, что

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad \text{а } u_g = -\frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad \text{то}$$

$$\frac{l}{g} u_g = \frac{\partial p / \partial y}{\partial p / \partial z} = \frac{\partial z}{\partial y} = \operatorname{tg} \beta_p$$

— тангенс угла наклона изобарической поверхности p . Угол наклона изобарической поверхности к горизонту составляет десятки секунд, в то время как первый член правой части формулы (11.19) дает при расчетах значение угла, измеряемое десятками минут. Таким образом, второе слагаемое в формуле (11.19) на два порядка меньше первого, и поэтому без больших погрешностей при расчетах можно пользоваться только первым слагаемым в правой части, т. е.

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} T_m \frac{\Delta u_g}{\Delta T}. \quad (11.20)$$

Таким образом, угол наклона стационарного фронта определяется разностью касательных к фронту составляющих геострофического ветра в теплой и холодной воздушных массах и разностью температур в них. Данные табл. 11.1 дают представление об этих зависимостях и порядке угла наклона поверхности стационарного фронта.

Формула (11.20) и данные табл. 11.1 показывают, что угол наклона фронтальной поверхности увеличивается с увеличением разрыва в касательных составляющих скорости ветра и с уменьшением разрыва температуры. Этот вывод справедлив, если рассматривать влияние разрыва температуры при фиксированном значении разрыва ветра. На самом деле Δu_g зависит от ΔT . При этом чем больше ΔT , тем больше Δu_g ; величина ΔT чаще и в большей мере сказывается на возрастании α через увеличение Δu_g , чем на

его уменьшении за счет своего непосредственного влияния. Поэтому, при увеличении контраста температуры в зоне фронтального раздела его наклон, как правило, не уменьшается, а увеличивается.

Кроме того, формула (11.20) показывает, что в северном полушарии ($l > 0$) $u_{g,1} - u_{g,2} > 0$, т. е. касательные к фронту составляющие геострофического ветра должны образовывать циклониче-

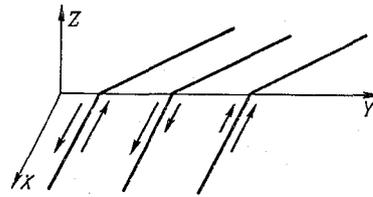


Рис. 11.3. Возможные варианты циркуляции у фронта.

скую циркуляцию. Все варианты такой циркуляции, за исключением случаев, когда в одной из воздушных масс $u_g = 0$, показаны на рис. 11.3.

Таблица 11.1

Угол наклона (минуты) поверхности стационарного фронта при различных значениях разрыва скорости геострофического ветра Δu_g и температуры ΔT на широте 60°

ΔT °C	Δu_g м/с	
	10	20
5	23	50
10	13	23
15	7	17

Действительно, в первом случае (крайний левый рисунок) $u_{g,1} > 0$, $u_{g,2} < 0$ и $u_{g,1} - u_{g,2} > 0$, т. е. циркуляция носит циклонический характер. Во втором случае (средний рисунок) $u_{g,1} > 0$, $u_{g,2} > 0$, но $u_{g,1} > u_{g,2}$ и поэтому $u_{g,1} - u_{g,2} > 0$ — циркуляция циклоническая. И, наконец, на крайнем правом рисунке представлен случай, когда $u_{g,1} < 0$ и $u_{g,2} < 0$, но $|u_{g,1}| < |u_{g,2}|$. Поэтому $u_{g,1} - u_{g,2} > 0$ и в окрестностях фронта возникает циклоническая циркуляция.

11.4. Модель нестационарного фронта

Рассмотрим модель фронтальной поверхности, в которой нестационарность атмосферных процессов порождает горизонтальное уско-

рение воздушных частиц. Поэтому уравнения движения (направив ось Ox по вектору скорости ветра) запишем в следующем виде:

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lu; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \quad (11.21)$$

Теперь, если из уравнения (11.21) найти dp/dy и dp/dz , а затем подставить в формулу (11.9), то получим:

$$\operatorname{tg} \alpha_n = \frac{l}{g} \frac{(u_1 \rho_1 - u_2 \rho_2)}{\rho_2 - \rho_1} + \frac{\rho_1 \frac{dv_1}{dt} - \rho_2 \frac{dv_2}{dt}}{g (\rho_2 - \rho_1)}, \quad (11.22)$$

где α_n — угол наклона нестационарного фронта.

Из формулы видно, что угол наклона нестационарной поверхности раздела может быть представлен в виде суммы двух составляющих. Первая из них определяется разностью касательных к линии фронта составляющих сил Кориолиса и разрывом плотности. Эта составляющая характеризует стационарную модель фронта, когда $dp_2/dy - dp_1/dy = l(\rho_1 u_1 - \rho_2 u_2)$. Второе слагаемое дает часть $\operatorname{tg} \alpha_n$, зависящую от ускорений воздушных частиц в направлении оси Oy и от разрыва плотности.

В том случае, когда $\operatorname{tg} \alpha_n \neq \operatorname{tg} \alpha_c$, где α_c — угол наклона стационарного фронта, фронт будет нестационарным. Пусть $\operatorname{tg} \alpha_n > \operatorname{tg} \alpha_c$. Тогда

$$\rho_1 \frac{dv_1}{dt} > \rho_2 \frac{dv_2}{dt}. \quad (11.23)$$

Поскольку $\rho_1/\rho_2 \approx 1$, то при этом же условии ускорение в теплой воздушной массе будет превышать ускорение частиц в холодном воздухе. Хотя ускорение не определяет скорость движущихся воздушных масс, можно сказать, что при достаточно длительном воздействии на воздушную частицу скорость по направлению совпадет с направлением действия ускорения. В результате скорость теплого воздуха станет больше, чем холодного, и он начнет подниматься вдоль клина холодного воздуха. В итоге возникнет термически прямая циркуляция: теплый воздух будет подниматься, а холодный — опускаться.

Обратное соотношение скоростей относительно движения теплой и холодной воздушных масс будет иметь место при $\alpha_n < \alpha_c$. Скорость теплого воздуха становится меньше скорости холодного воздуха и в окрестностях фронтального раздела возникает термически обратная циркуляция.

В зависимости от того, как движется теплый воздух по отношению к холодному, различают фронтальные поверхности активного или пассивного восходящего или нисходящего скольжения теплого воздуха.

В пограничном слое, где велико влияние силы трения, расчеты по формулам угла наклона стационарной (11.20) и нестационар-

ной (11.22) поверхностей раздела не дают удовлетворительных результатов, поскольку вертикальный профиль фронтальной поверхности искажается за счет изменения интенсивности турбулентного перемешивания. При сильно развитой турбулентности фронтальная зона становится менее контрастной и восстановить ее положение можно только путем экстраполяции с более высоких уровней, где она выражена достаточно четко. При слабо развитой турбулентности в приземном слое происходит быстрое возрастание скорости ветра с высотой, что приводит к деформации фронтальной поверхности.

11.5. Особенности полей метеорологических величин в области фронта

Основной особенностью поля давления в области фронта, как уже было показано, является то, что фронт лежит в барической ложбине, на ее оси. Причем в пограничном слое это обычно U- или V-образная ложбина, а в свободной атмосфере — замаскированная. Это происходит потому, что с высотой оси барических ложбин смещаются в сторону более низких температур и сближаются с осями термических ложбин. В связи с этим наибольшие контрасты температуры создаются на периферии высотных ложбин.

Поскольку перемещение фронта происходит вместе с ложбиной, то при его приближении на станциях отмечается падение давления, а после прохождения — рост давления. Таким образом формируется характерное для фронта поле изотендий в виде двух сопряженных областей падения и роста давления (рис. 11.4). Несимметричность ложбины по отношению к направлению ее перемещения, ее углубление или заполнение приводит к заметной деформации поля изаллобар.

При симметричной, не меняющей своей глубины ложбине, нулевая изаллобара должна проходить за фронтом на расстоянии, соответствующем пути фронта за 1,5 ч, так как поле изаллобар анализируется по данным изменений давления за прошедшие 3 ч. Поэтому станции, где тенденция равна нулю, фронт в исходный для анализа момент уже прошел, т. е. они находятся за фронтом. Но если ложбина одновременно заполняется, то нулевая изаллобара может переместиться в переднюю часть ложбины. Наоборот, при углублении ложбины значительную площадь ее тыловой части может занимать падение давления.

Особенности поля температуры в области фронта определяются тем, что массы с различными температурами соседствуют не только по горизонтали, но и в вертикальном направлении: теплый воздух находится над холодным.

В горизонтальном направлении изотермы на поверхности раздела претерпевают разрыв (рис. 11.5 а) — при переходе из теплой массы в холодную температура скачкообразно понижается. В ре-

альных условиях, поскольку переход от одной воздушной массы к другой представляет собой фронтальный слой, происходит не разрыв, а резкое изменение температуры (рис. 11.5 б).

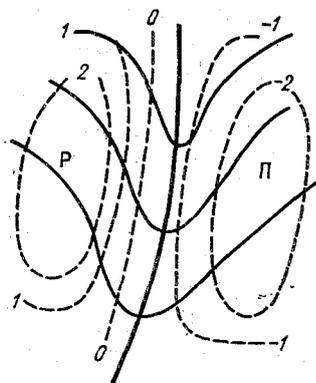


Рис. 11.4. Схематическое распределение изотензий в области фронта, смещающегося слева направо.

При вертикальном зондировании в области фронта кривая стратификации при пересечении зондом поверхности раздела будет иметь разрыв, а при пересечении фронтального слоя будет указывать на наличие слоя инверсии, как на рис. 11.5 б, или слоя изотермии, или слоя с резким уменьшением вертикального градиента температуры.

Слой инверсии или ослабленных градиентов температуры в свободной атмосфере не всегда могут быть связаны с наличием атмосферного фронта. Поэтому для его идентификации, особенно по данным наблюдений в одном пункте, используют дополнительно сведения о распределении с высотой влажности и скорости ветра, состоянии облачного покрова.

На картах абсолютной топографии нижней и средней тропосферы атмосферные фронты диагностируются по наличию на этих

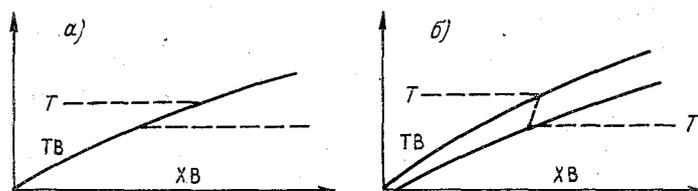


Рис. 11.5. Схематическое изображение фронтальной поверхности (а) и фронтальной зоны (б) на вертикальном разрезе.

T — изотермы.

картах протяженных зон сгущения изотерм, наиболее узких (200—300 км) на карте AT_{350} и несколько более широких (300—500 км) на картах AT_{700} и AT_{500} . Линию фронта проводят вдоль срединной изотермы зоны сгущения.

На приземной синоптической карте поле изотерм в целом характеризуется сгущением в области фронта. Однако за счет многочисленных и многообразных влияний на него подстилающей поверхности это сгущение не всегда четко проявляется. В таком случае говорят, что фронт замаскирован в поле приземной температуры. В других случаях области больших контрастов темпера-

туры в приземном слое могут быть не связаны с фронтами. Такие области у поверхности Земли могут образоваться, например, при длительном перемещении воздуха вдоль границы снежного покрова: образуется так называемый мнимый фронт.

На карте OT_{1000}^{500} атмосферному фронту соответствует зона сгущения изогипс — высотная фронтальная зона. На рис. 11.6 представлен вертикальный разрез поля средней температуры слоя 500—1000 гПа в области фронта.

Хорошо видно, что в однородных воздушных массах, вне границ фронта, средняя температура по горизонтали мало меняется, но в переходной зоне от линии aa' до линии bb' быстро убывает. Область сгущения изогипс OT_{1000}^{500} со стороны теплого воздуха ограничивает линия фронта у поверхности Земли, а со стороны холодного воздуха — линия фронта

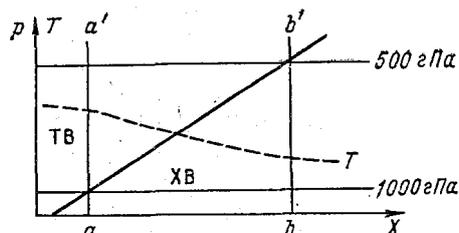


Рис. 11.6. Схема распределения средней температуры слоя 500—1000 гПа в области фронта.

на уровне изобарической поверхности 500 гПа. Поэтому обычно рекомендуют начинать поиск атмосферных фронтов с выявления на картах OT_{1000}^{500} высотных фронтальных зон, затем в пределах этих зон выделяют районы сгущения изотерм на карте AT_{850} и, наконец, с привлечением данных приземной карты погоды уточняют положение линии фронта у поверхности Земли.

Особенности поля влажности в области фронта определяются структурой этих полей в смежных воздушных массах, характером и плотностью облачного поля, связанного с фронтом, и структурой поля осадков. В связи с этим можно выделить два основных типа горизонтального распределения влажности на высотах.

Первый тип распределения влажности характерен для участков фронта с плотной облачностью и осадками. Наиболее высокая точка росы наблюдается вблизи линии фронта (рис. 11.7а). Поле точки росы представляет собой гребень с осью почти, совпадающей с линией фронта и ориентированный от центра циклона к периферии. Вблизи линии фронта горизонтальные градиенты точки росы малы. Наибольшего значения они достигают в холодном воздухе вблизи границы зоны осадков.

Второй тип распределения влажности характерен для тех участков фронта, где облачность имеет разрывы или вообще отсутствует (рис. 11.7б). Точка росы постепенно понижается от теплого воздуха к холодному. Наибольший горизонтальный градиент точки росы отмечается вблизи линии фронта в холодном воздухе.

Все многообразие реальных полей влажности не может быть описано этими двумя наиболее часто встречающимися типами.

Так, например, в тех случаях, когда теплый воздух очень сухой, направление градиента точки росы может быть обратным по сравнению с характерным для второго ее типа распределения.

Поскольку в теплом воздухе содержание водяного пара чаще всего больше, чем в холодном, то кривая стратификации точки

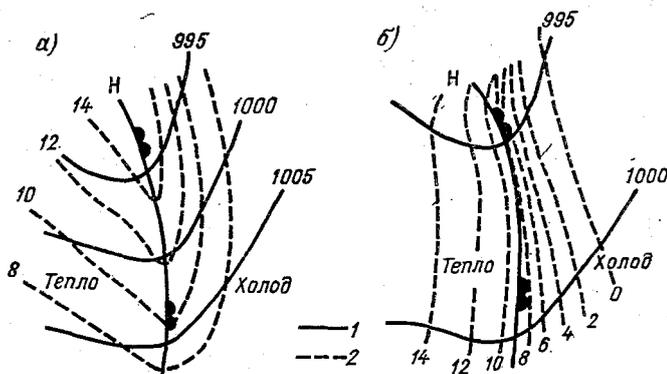


Рис. 11.7. Горизонтальное распределение точки росы в области фронта.
1 — изобары, 2 — изолинии точки росы.

росы (массовой доли водяного пара) при пересечении фронтального слоя обычно имеет излом, указывающий на рост влажности с высотой.

Распределение ветра в области фронта в свободной атмосфере удовлетворительно описывается геострофической или градиентной моделью связи поля геопотенциала и поля ветра. Отклонения вектора ветра от изогипс обычно находятся в допустимых для практических целей пределах. На приземных картах погоды, когда фронт проходит по оси U- или V-образной ложбины, вектор ветра перед фронтом составляет с ним угол меньший, чем за фронтом, где он зачастую почти перпендикулярен к нему. В замаскированной ложбине отличия в направлении ветра в теплой и холодной массах невелики.

Изменение ветра с высотой в зоне фронта соответствует модели термического ветра, по которой при адвекции тепла ветер с высотой поворачивает вправо, а при адвекции холода — влево. Поэтому, если фронт смещается в сторону холодной воздушной массы, то на нем ветер с высотой поворачивает вправо. Если же фронт смещается в сторону теплого воздуха, то на нем ветер с высотой будет поворачивать влево.

Поле вертикальных движений в области фронта формируется под влиянием нескольких факторов. Основными из них являются конвергенция воздушных течений в пограничном слое на оси ложбины, нестационарность движения воздуха и внутреннее трение,

возникающее в зоне фронта, при движении холодной и теплой воздушных масс относительно друг друга. Оценки скорости вертикальных движений по способам, рассмотренным в гл. 5, а также специальные исследования, посвященные изучению этого вопроса, показывают, что в области атмосферных фронтов должны наблюдаться интенсивные вертикальные движения. При этом совместное влияние всех факторов приводит обычно к эффекту, который внешне проявляется как скольжение теплого воздуха по клину холодного. При восходящих движениях в теплом воздухе над фронтальным слоем образуется массив облачности слоистых форм. Наличие мезомасштабных циркуляций обуславливает появление в этом массиве неоднородностей, что приводит к возникновению полосовой структуры фронтальных осадков, вынужденной конвекции, локальным нарушением структуры фронтальной поверхности.

Структура фронтальных полей облачности и осадков, их расположение относительно приземной линии фронта зависят от многих факторов и в первую очередь от типа фронта.

11.6. Классификации атмосферных фронтов

Классификации атмосферных фронтов основываются на учете целого ряда их характерных признаков. Основными из них являются:

- положение границ слоя атмосферы, в котором фронт прослеживается;
- географический тип разделяемых воздушных масс;
- горизонтальная и вертикальная протяженность воздушных масс и их свойства;
- направление горизонтального перемещения фронта;
- направление горизонтального перемещения воздушных масс относительно друг друга вдоль фронтальной поверхности;
- степень выраженности характерных для данного типа фронта погодных условий.

В зависимости от положения границ слоя, в котором фронт прослеживается, различают:

- *тропосферные фронты*, хорошо выраженные по всей нижней половине тропосферы;
- *приземные фронты*, которые обнаруживаются только в пределах пограничного слоя;
- *верхние фронты*, которые можно обнаружить в средней и верхней тропосфере, но которые у земли не прослеживаются;
- *стратосферные фронты*, которыми принято считать зоны повышенных значений горизонтальных градиентов на стратосферных уровнях.

В соответствии с географической классификацией воздушных масс принято называть фронт, разделяющий арктический воздух и воздух умеренных широт, *арктическим*; воздух умеренных широт от тропического — *полярным*. В результате сходимости воздушных

потоков в приэкваториальной зоне возникают синоптические объекты со специфической облачной системой, состоящей преимущественно из облаков вертикального развития. Эти синоптические объекты раньше, по аналогии с фронтами более высоких широт, называли *тропическими* фронтами, хотя обе воздушные массы, находящиеся по обе стороны фронта не отличались сколько-нибудь существенно по своим свойствам. По этой причине термин «тропический фронт» в настоящее время вышел из употребления, а определяемые им ранее синоптические объекты, в связи с тем, что основными погодообразующими факторами в их области являются восходящие конвективные движения, обусловленные конвергенцией воздушных течений, получили название *внутритропических зон конвергенции* (ВЗК).

В зависимости от горизонтальной и вертикальной протяженности воздушных масс и их свойств различают основные, вторичные и сомкнутые фронты.

К *основным* относятся атмосферные фронты, разделяющие воздушные массы, существенно различающиеся по своим свойствам, т. е. преимущественно воздушные массы различных географических типов. Они являются, как правило, тропосферными, имеют протяженность несколько тысяч километров, существуют в течение нескольких суток. Для них характерны резкие изменения значений основных метеорологических величин при переходе из одной воздушной массы в другую. Изменение температуры при переходе из одной воздушной массы в другую на приземной карте погоды обычно превышает 5—7°C. Горизонтальный градиент относительного геопотенциала в высотной фронтальной зоне, в пределах которой находится основной фронт, как правило, превышает 16 гп. дам на 1000 км.

Поскольку между воздушными массами не всегда создаются благоприятные условия для сближения, приводящего к формированию атмосферных фронтов, то основные фронты не непрерывно опоясывают все полушарие. На ежедневных синоптических картах они представлены в виде отдельных ветвей с протяженностью, как уже указывалось, в несколько тысяч километров.

С точки зрения синоптического анализа основные фронты представляют особый интерес, так как с ними связаны образование подвижных циклонов и антициклонов, резкие изменения погоды на больших территориях.

Вторичными называются атмосферные фронты, разделяющие части одной и той же воздушной массы, которые отличаются по своим свойствам (погодным условиям). Обычно они являются приземными, т. е. имеют вертикальную протяженность 1,0—1,5 км, а горизонтальную — сотни километров. Их характеристики лучше всего выражены на приземных синоптических картах, особенно в полях ветра, облачности и осадков. Время существования вторичных фронтов чаще всего не превышает суток. Эти фронты при

благоприятных условиях иногда могут увеличить свою вертикальную мощность и распространиться на всю толщу тропосферы при одновременном увеличении контрастов значений метеорологических величин во фронтальном слое. В этом случае они могут классифицироваться как вновь возникшие основные фронты. Сходство с вторичными фронтами по погодным условиям, вертикальной и горизонтальной протяженности имеют так называемые *топографические* фронты. Они образуются в зонах конвергенции воздушных течений, направление которых почти параллельно границе между территориями с различными свойствами подстилающей поверхности. Образуются они вдоль морских побережий, границы морских льдов или снежного покрова. Обычно эти фронты остаются неподвижными в местах своего образования.

Некоторые сходства со вторичными фронтами имеют меньшие в пространственном и временном масштабе *линии неустойчивости* (*линии шквалов*). Они часто располагаются параллельно линиям основных фронтов как перед ними, так и за ними и представляют собой протяженные на несколько десятков километров зоны интенсивного развития конвекции.

Период существования линий неустойчивости не превышает нескольких часов. Они хорошо прослеживаются на спутниковых фотографиях облачности в виде гряд конвективной облачности (см. рис. 8.2, линия АБ).

Сомкнутые фронты представляют собой объединенную систему двух атмосферных фронтов. Процесс смыкания атмосферных фронтов называется окклюдированием, а сомкнутый фронт называют фронтом *окклюзии*. Окклюдирование, структура фронтов окклюзии, распределение метеорологических величин в зоне этих фронтов будут рассмотрены ниже.

В соответствии с **термодинамической классификацией воздушных масс** и в зависимости от направления перемещения все атмосферные фронты могут быть разделены на теплые, холодные, стационарные и нейтральные. *Теплыми* называются фронты, перемещающиеся в сторону холодной воздушной массы, а *холодными* — в сторону теплой воздушной массы. На *нейтральных* фронтах воздушные массы по обе стороны фронтального раздела имеют примерно одинаковые свойства. Чаще всего они возникают в результате окклюдирования.

Фронты, существенно не меняющие своего положения, называются *стационарными* или *малоподвижными*.

В зависимости от направления перемещения воздушных масс вдоль фронтальной поверхности фронты могут быть разделены на анафронты, катафронты, ана-катафронты и плоские фронты. *Анафронты* — фронты с восходящими вертикальными движениями теплого воздуха по клину холодного, охватывающими или всю тропосферу, или хотя бы ее нижнюю часть. Могут быть как холодными, так и теплыми.

Катафронты — фронты с восходящими вертикальными движениями в теплом воздухе перед фронтом и нисходящими движениями по клину холодного воздуха в остальной части зоны фронта. Бывают только холодными.

Ана-катафронты с вертикальными восходящими движениями над линией фронта и нисходящими движениями в остальной части зоны фронта. Могут быть как холодными, так и теплыми.

Плоские фронты имеют квазигоризонтальные линии тока. Вертикальные движения в области таких фронтов практически отсутствуют или очень слабые и знакопеременные.

В зависимости от степени выраженности характерных для фронта данного типа погодных условий фронты могут быть *хорошо выраженными* или *размытыми*. Для оценки динамики погодных условий на фронтах применяют термины «*обостряющийся*» и «*размывающийся*». Фронты, плохо выраженные в поле какой-нибудь метеорологической величины, называют *маскированными* в поле этой величины.

Многообразие классификационных признаков, во-первых, позволяет дать достаточно полное и всестороннее описание каждого конкретного фронта, а во-вторых, указывает на возможность существования большого количества вариантов полей метеорологических величин и явлений в области атмосферных фронтов, что затрудняет создание синоптических шаблонов (типовых схем) атмосферных фронтов. Особым разнообразием отличаются поля облачности. Тем не менее имеются некоторые «базовые» модели теплых и холодных основных (тропосферных) фронтов и образовавшихся на их основе фронтов окклюзии, отражающие основные особенности полей метеорологических величин, являющихся следствием доминирующих в зоне этих фронтов процессов. Наибольшее распространение имеют модели атмосферных фронтов, в основу которых положено деление фронтов на теплые, холодные и окклюзии по типу холодного и теплого фронтов. Рассмотрению этих моделей и их вариантов будут посвящены следующие параграфы этой главы.

11.7. Теплые фронты

Поля метеорологических величин в области теплых фронтов, в целом имеют структуру, характерную для фронтальных разделов независимо от типа фронта. Эти поля были рассмотрены в п. 11.5. Вместе с тем они имеют некоторые специфические особенности, которые можно установить, анализируя синоптические карты, вертикальные разрезы, данные самолетного зондирования атмосферы, спутниковые фотографии облачности. Пример синоптической карты для случая с хорошо выраженным теплым фронтом представлен на рис. 11.8.

Поля облачности и осадков теплых фронтов отличаются большим разнообразием. Тем не менее они имеют некоторые общие черты, что позволяет построить типовую схему распределения

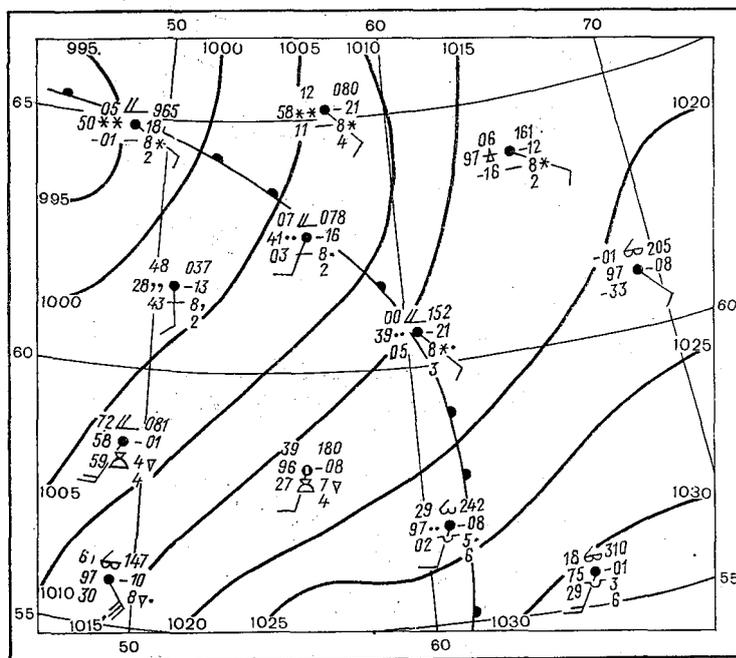


Рис. 11.8. Фрагмент синоптической карты за 06 ч СГВ 12 октября 1989 г.

облачности и осадков (рис. 11.9). Наиболее общим моментом в структуре поля облачности теплового фронта при большинстве ее модификаций (рис. 11.10) является тот факт, что основной облачный массив располагается перед приземной линией фронта, и то, что его основу составляют слоисто-дождевые и высоко-слоистые облака.

Система облаков, представленная на рис. 11.9, наиболее характерна для быстро смещающихся теплых фронтов. В этом случае хорошо развиты все ее составные элементы. Основной облачный массив Ns — As имеет клиновидную форму и располагается над фронтальной поверхностью. Над сплошным облачным массивом располагается перисто-слоистая облачность, отделенная от нижерасположенных слоев безоблачной прослойкой. Верхняя граница поля перисто-слоистых облаков обычно совпадает с уровнем максимального ветра. Наиболее удаленными от приземной линии фронта и наиболее высоко расположенными (чаще всего непосредственно под тропопаузой или в слое тропопаузы) являются

перистые облака, обычно представленные когтевидной разновидностью.

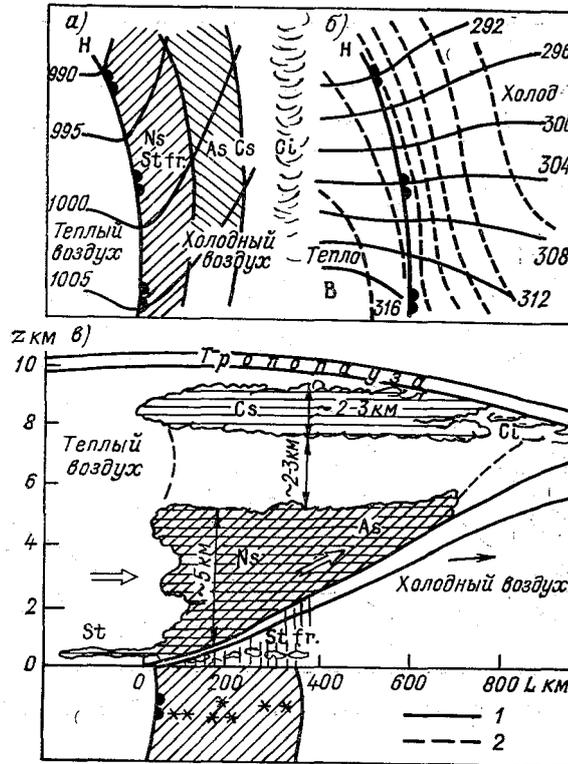


Рис. 11.9. Схема теплого фронта на приземной карте погоды (а), на карте высотного термобарического поля (б) и на вертикальном разрезе (в).

1 — изогипсы ΔT_{700} , 2 — изогипсы ΔT_{1000}^{500} .

На спутниковых фотографиях облачная система быстро смещающегося теплого фронта имеет полосовую структуру (рис. 11.11). На этом рисунке хорошо видны выбросы перистой облачности в сторону холодного воздуха (к северу от линии АБ). По мере удаления от точки А (в направлении к точке В) ширина фронтальной облачной полосы и плотность облачного покрова уменьшается. Обычно теплые фронты четко выражены в поле облачности в начальных стадиях развития циклона и вблизи его центральной части. Тогда ширина зоны слоисто-дождевых облаков и обложных осадков в среднем составляет около 300 км, а вся система облаков Ns—As имеет ширину 500—600 км. В центральной части циклона поле облачности, включая перистые облака,

имеет горизонтальную протяженность по нормали к линии фронта 700—900 км и полосовую структуру. На периферии циклона ширина облачной полосы 300—500 км, длина вдоль фронта чаще

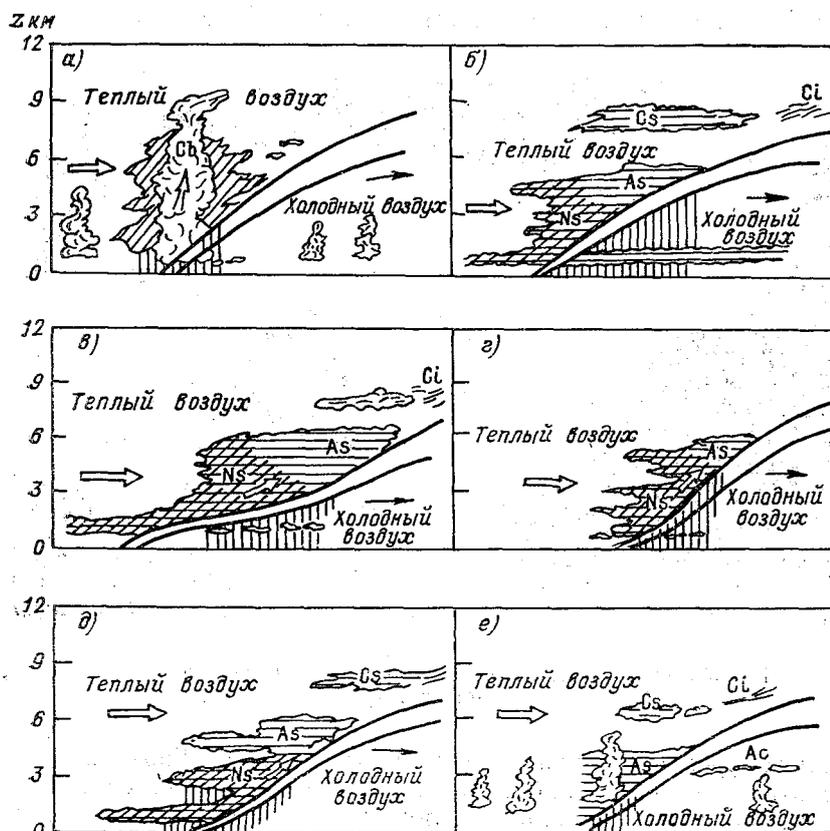


Рис. 11.10. Некоторые видоизменения системы облаков теплового фронта.

всего 500—1000 км. Как правило, непрерывные длинные облачные полосы не характерны для теплых фронтов.

В некоторых случаях, чаще в теплое полугодие, облачная полоса теплового фронта включает кучево-дождевые облака. Это происходит обычно в ночные часы, когда теплый воздух становится неустойчивым в результате излучения с верхней границы облаков системы Ns—As. Тогда на фоне упорядоченных восходящих движений возникает вынужденная конвекция и образуются кучево-дождевые облака, выпадают ливневые осадки, нередко с грозами. При этом характерная для теплового фронта структура поля облачности не успевает полностью развиться (см. рис. 11.10 а). Система

облаков имеет небольшую ширину и частично располагается за приземной линией фронта. В летнее полугодие на европейской части СССР грозы наблюдаются более чем на 40 % теплых фронтов. В июне и июле вероятность того, что на каком-либо участке

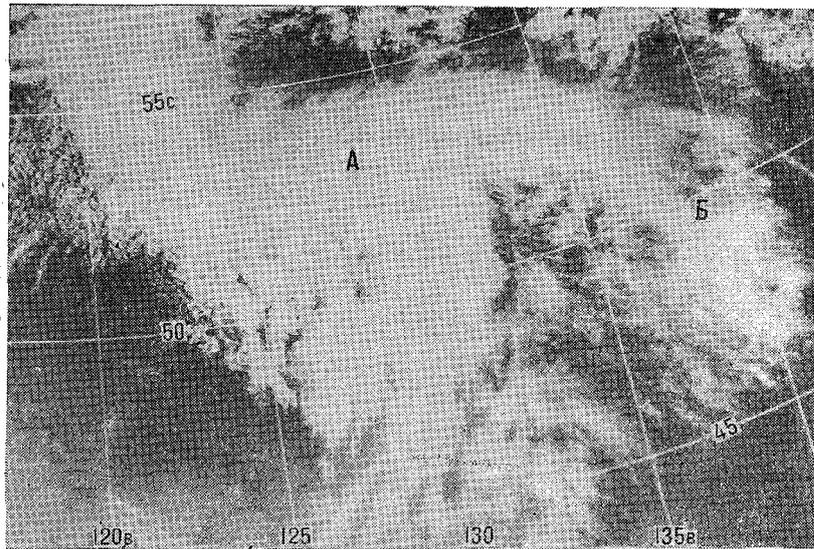


Рис. 11.11. Облачная полоса (АБ) теплого фронта на снимке в видимом диапазоне спектра.

теплого фронта возникнет гроза, достигает 70 %. Грозы на теплом фронте чаще всего наблюдаются в ночные и утренние часы. В углубляющихся циклонах и ложбинах вероятность гроз на теплых фронтах примерно в 2 раза больше, чем в заполняющихся.

В тех случаях, когда теплый фронт смещается сравнительно медленно, облачная система несколько смещена по отношению к приземной линии фронта в сторону теплого воздуха (см. рис. 11.10 б). В этом случае предфронтальная зона осадков может достигать ширины 400 км и более.

Одной из причин, приводящих к отклонению структуры облачного поля теплого фронта от «типовой», является уменьшение угла наклона фронтальной поверхности в пограничном слое, вызванное тормозящим влиянием приземного трения (рис. 11.10 в). Основная система облаков и зона обложных осадков смещены в сторону холодного воздуха от приземной линии фронта, так что основная ее граница со стороны теплого воздуха располагается в тех районах, где восстанавливается нормальный угол наклона фронтальной поверхности.

В тех случаях, когда теплый фронт располагается на периферии циклона и в глубокой ложбине, он смещается медленно, восходящие движения захватывают частично предфронтальную зону и облачность может располагаться по обе стороны от линии фронта. На рис. 11.10 *г* представлен случай ана-катафронта, когда в верхней тропосфере отмечаются нисходящие движения, препятствующие образованию облаков верхнего яруса, а на рис. 11.10 *д* — случай анафронта со всеми основными облачными слоями, характерными для теплого фронта. В обоих случаях облачность за приземной линией фронта сильно расслоена. Зоны осадков имеют небольшую ширину, но в связи с малой скоростью перемещения фронта осадки выпадают длительное время.

На рис. 11.10 *е* показан один из вариантов системы облаков размывающегося теплого фронта, когда распадаются облачные массивы *Ns—As* и *Cs—Ci*. При высокой влажности теплого воздуха могут появиться внутримассовые и фронтальные кучево-дождевые облака. Зона обложных осадков постепенно сужается, а интенсивность их уменьшается.

Теплый воздух над фронтальной поверхностью не однороден. Как показали специально проведенные исследования с помощью самолетов-летающих лабораторий, над теплыми фронтами отмечалось от одного до трех верхних разделов с повышенными значениями горизонтальных и пониженными значениями вертикальных градиентов температуры (см. рис. 11.16 *а*). В табл. 11.2 приведены некоторые сведения о верхних разделах в области теплых фронтов. Приведенные горизонтальный градиент температуры и горизонтальный градиент скорости ветра рассчитывались по нормали к фронтальной поверхности.

Верхние разделы представляют собой зоны шириной несколько десятков километров, с колебаниями от 40 до 140 км. Их наклон к горизонту примерно такой же, что и основного теплого фронта. Внутри верхнего раздела значения горизонтального градиента температуры и горизонтального сдвига ветра повышены по отно-

Таблица 11.2

Характеристики теплых фронтов и верхних разделов над ними.
По А. А. Постнову и С. М. Шметеру

Параметр	Теплый фронт	Верхний раздел	Промежутки между верхними разделами
Ширина, км	90	70	120
Горизонтальный градиент температуры, 10^{-5} °C/км	3,0	1,7	0,2
Вертикальный градиент температуры, °C/100 м	0,20	0,30	0,45
Горизонтальный градиент скорости ветра, 10^{-5} с ⁻¹	-5,2	-4,5	1,0

шению к окружающему воздуху, а вертикальные градиенты температуры, наоборот, понижены. Верхние разделы, как и основной теплый фронт, смещаются в направлении более холодного воздуха, т. е. тоже являются теплыми.

Как видно из данных табл. 11.2, значения горизонтальных градиентов температуры внутри верхних разделов почти в 10 раз больше, а вертикальный градиент температуры в 1,5 раза меньше, чем в окружающем воздухе. Однако они отличаются в 1,5 раза от соответствующих значений для основного теплого фронта: горизонтальный градиент температуры меньше, а вертикальный градиент температуры больше, чем на основном фронте. Это означает, что верхние разделы в поле температуры выражены хуже, чем основные теплые фронты.

Горизонтальные градиенты скорости ветра внутри верхних разделов больше, чем в окружающей атмосфере. При их пересечении снизу вверх ветер испытывает правое вращение. В промежутках (по вертикали) ветер вращается влево или вообще вращение отсутствует. Таким образом, внутри верхних разделов, связанных с теплым фронтом, поток конвергирует, тогда как в промежутках между верхними разделами встречаются случаи как со сходимостью, так и с расходимостью воздушных течений.

Скорости упорядоченных восходящих движений, связанных с верхними разделами, в 2—5 раз больше, чем в окрестностях этих разделов. При этом в окружающем воздухе (особенно выше 3 км) иногда могут отмечаться даже нисходящие движения. Эти особенности распределения вертикальных скоростей в надфронтальном теплом воздухе, связанные с наличием в нем верхних разделов, не могут не сказываться на структуре фронтальной облачности. Установлено, что внутри верхнего раздела и особенно вблизи его верхней границы облачность более плотная, с более высокой водностью, чем в промежутках между верхними разделами. В районах с большими вертикальными скоростями, связанными с верхними разделами, часто наблюдаются осадки, достигающие Земли, тогда как в зонах с малыми вертикальными скоростями осадков не бывает.

Гипотетической причиной возникновения верхних разделов, которой придерживаются авторы табл. 11.2, является развитие в надфронтальном воздухе мезомасштабных горизонтальных и вертикальных возмущений, которые, накладываясь на крупномасштабное поле температуры, приводят к формированию мезомасштабных зон с повышенными значениями горизонтальных градиентов температуры. Детальное исследование поля интенсивности обложных осадков теплого фронта показывает, что оно имеет полосовую структуру. Полосы состоят из мезомасштабных структурных элементов различного размера. Наиболее крупные имеют длину 150—300 км и ширину 100—200 км, характерные размеры средних элементов составляют соответственно 50—100 и 20—40 км,

а наиболее мелкие структурные элементы имеют длину 10—20 км и ширину несколько километров (рис. 11.12).

Поля интенсивности осадков теплых фронтов обычно состоят из двух полос крупного мезомасштаба, расположенных перед ли-

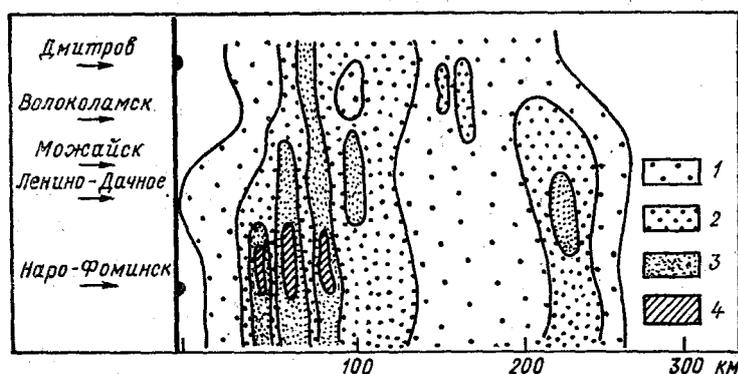


Рис. 11.12. Поле средней интенсивности осадков теплого фронта над европейской частью СССР 21 сентября 1981 г. По Н. А. Безруковой и Е. А. Стулову.

1) 0,00—0,02 мм/мин; 2) 0,02—0,05 мм/мин; 3) 0,05—0,10 мм/мин; 4) 0,10—0,15 мм/мин.

нией фронта и перемещающихся вместе с ним. Они включают в себя структурные элементы среднего и малого мезомасштаба. Характерные значения интенсивности осадков в первой, наиболее удаленной от приземной линии фронта полосе составляют 0,02—0,05 мм/мин, а во второй—0,05—0,10 мм/мин при максимуме 0,30—0,50 мм/мин. Двухполосная структура поля осадков теплого фронта была замечена давно. Высказываются соображения, что прифронтальная полоса осадков связана с интенсивными вертикальными движениями, возникающими за счет конвергенции течения в пограничном слое, а вторая, удаленная от приземной линии фронта, связана с вертикальными движениями в области скопления во фронтальной зоне соленидов циркуляции или с верхними фронтальными разделениями.

Наибольшая пространственная и временная изменчивость характерна структурным элементам малого масштаба, тогда как элементы среднего и большого мезомасштаба изменяются в существенно меньшей степени. Время существования структурных элементов поля интенсивности осадков среднего масштаба оценивается в 3—4 ч, а большого — в 15—20 ч.

Барическая ложбина у поверхности Земли, в которой лежит теплый фронт, чаще всего несимметрична по отношению к направлению перемещения линии фронта (рис. 11.13 а). Составляющие барического градиента, нормальные к линии фронта в передней

части ложбины, обычно значительно больше, чем в тыловой. С этим связана особенно характерная для быстро смещающихся теплых фронтов асимметрия в значениях барических тенденций в областях падения и роста давления по обе стороны фронта.

При прохождении теплого фронта температура на станции повышается. Перед линией фронта в связи с начавшейся адвекцией

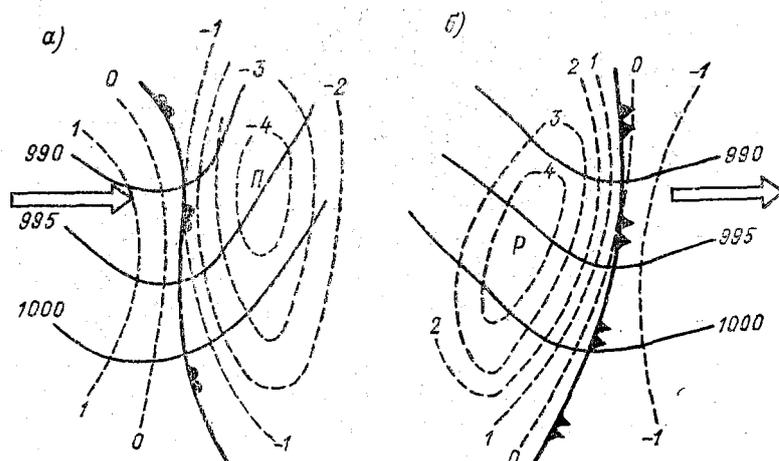


Рис. 11.13. Расположение областей барических тенденций в областях теплого (а) и холодного (б) фронтов.

Стрелкой показано направление перемещения фронта.

тепла наблюдается правый поворот ветра с высотой, особенно значительный при пересечении фронтального слоя.

11.8. Холодные фронты

Характер погоды и облачные системы холодных фронтов еще в большей степени, чем у теплых фронтов, зависят от скорости перемещения. Поэтому разработаны две существенно отличающиеся друг от друга типовые схемы облачных полей для медленно и быстро смещающихся холодных фронтов. Медленно смещающиеся холодные фронты называют *холодными фронтами первого рода*, а быстро смещающиеся — *холодными фронтами второго рода*.

Если на медленно перемещающихся холодных фронтах зимой и в переходные сезоны конвекция слабо развита, то облачная система состоит в основном из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков, а нередко и из массива перисто-слоистых облаков (рис. 11.14а). В таком виде она напоминает типовую систему облачности теплого фронта в зеркальном отражении, поскольку

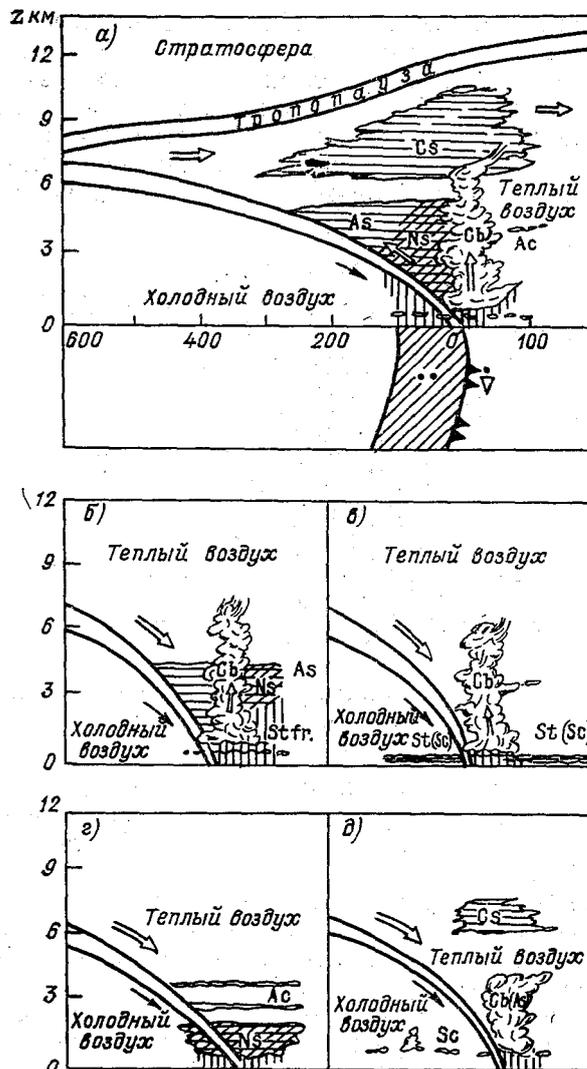


Рис. 11.14. Схема облачности медленно перемещающегося холодного фронта (а) и некоторые ее видоизменения (б—г).

вся облачная система в обратном порядке располагается за приземной линией фронта. При неустойчивой стратификации теплого воздуха, преимущественно в теплое полугодие перед приземной линией фронта может развиваться кучево-дождевая облачность.

Наиболее часто медленно смещающиеся холодные фронты являются анафронтами, когда восходящие вертикальные движения

в теплом воздухе охватывают всю нижнюю и среднюю тропосферу. Но не редки случаи, когда медленно смещающиеся холодные фронты являются ана-катафронтами (рис. 11.14б, г) или катафронтами (рис. 11.14в, д). В первом случае (см. 11.14б) перед фронтом и над ним находятся кучево-дождевые облака и выпадают ливневые осадки, которые после прохождения наземной линии фронта переходят в обложные. Иногда, как на рис. 11.14г,

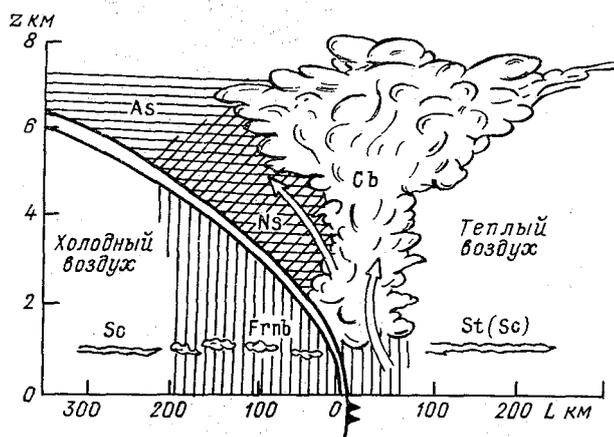


Рис. 11.15. Схема облачности медленно перемещающегося холодного фронта, лежащего в глубокой ложбине.

в связи с нисходящими движениями слоисто-дождевая облачность не получает вертикального развития и находится только в нижней тропосфере. Осадки выпадают по обе стороны холодного фронта и являются обложными.

На рис. 11.14в, д представлены варианты схемы облачности медленно смещающегося холодного фронта, когда катафронтальный эффект полностью исключает возможность образования слоисто-дождевой и высоко-слоистой облачности. Происходит вытеснение теплого воздуха холодным, и перед линией фронта возникает вынужденная конвекция. В результате при достаточной влажности образуются кучево-дождевые облака.

Вертикальная протяженность облачной системы, связанной с медленно перемещающимся холодным фронтом, зависит от влажности теплого воздуха. На меридионально ориентированных холодных фронтах верхняя граница облаков достигает высоты 10—12 км, а на зонально ориентированных — высоты 5—7 км.

Для медленно перемещающегося холодного фронта, расположенного в глубокой ложбине и являющегося анафронтом, характерно начинающееся с некоторой высоты горизонтальное распространение облачности перед приземной линией фронта (рис. 11.15).

Это является признаком наличия в теплом воздухе верхних разделов, над которыми происходит растекание облачности. Существование таких разделов подтверждают данные самолетных исследований (табл. 11.3).

Таблица 11.3

Характеристики холодных фронтов и верхних разделов над ними.
По А. А. Постнову и С. М. Шметеру

Параметр	Холодный фронт	Верхний раздел	Промежуток между верхними разделами
Ширина, км	90	70	80
Горизонтальный градиент температуры, $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$	3,0	2,0	0,3
Вертикальный градиент температуры, $^\circ\text{C}/100 \text{ м}$	0,22	0,33	0,50
Горизонтальный градиент скорости ветра, 10^{-5} с^{-1}	5,0	-6,5	1,5

Верхние разделы в теплом воздухе над холодным фронтом являются тоже холодными, т. е. смещаются вместе с фронтом в сторону холодного воздуха. Число их может изменяться от одного до трех (рис. 11.16 б). Ширина верхних разделов колеблется от 40 до 140 км и в среднем несколько меньше, чем основного фронтального слоя. Значения горизонтального градиента температуры меньше, чем в основном фронтальном слое, примерно в 1,5 раза, но больше, чем в окружающем воздухе, в 6—7 раз. Вертикальный градиент температуры в 1,5 раза меньше, чем в окружающем воздухе, но примерно в столько же раз больше по сравнению с основным фронтальным слоем. Таким образом, результаты наблюдений указывают на реальность существования в теплом воздухе над холодным фронтом верхних разделов, хотя они и несколько менее четко, чем основной фронт, выражены в поле температуры.

Вертикальные и горизонтальные градиенты скорости ветра в верхних разделах больше, чем в окружающей атмосфере. Причем при пересечении верхних разделов снизу вверх ветер с высотой поворачивает влево, тогда как вне их вращение бывает либо противоположным, либо ветер с высотой вообще не меняет своего направления. Знак горизонтального градиента скорости ветра, рассчитанного по нормали к границе раздела, отрицателен, что указывает на сходимости воздушных потоков внутри верхних разделов. Этот градиент отличается не только по значению, но и по направлению от горизонтальных градиентов скорости ветра внутри основного фронтального слоя, где выше слоя трения отмечается дивергенция воздушных течений. Такое явление наблюдалось как на анафронтах, так и на катафронтах.

Так же как и в случае теплых верхних разделов, рассмотренных ранее, скорости восходящих вертикальных движений в холод-

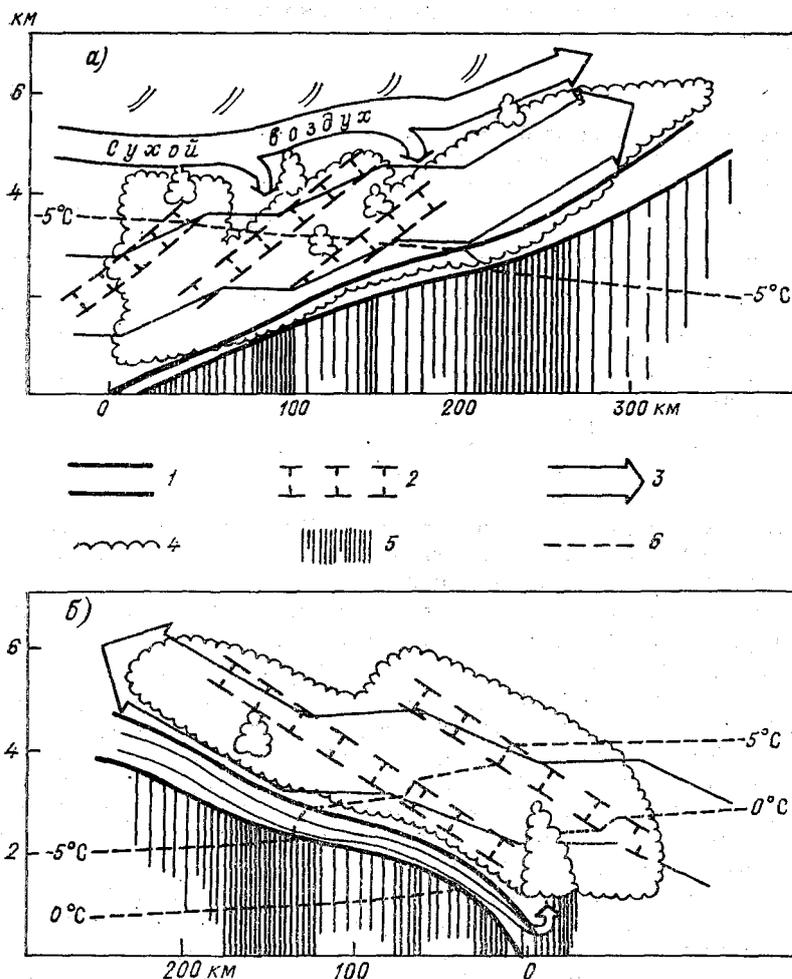


Рис. 11.16. Схемы теплового (а) и холодного (б) анафронтов с надфронтальными верхними разделами. По А. А. Постнову и С. М. Шметеру.

1 — границы фронта; 2 — границы верхних разделов; 3 — воздушные потоки относительно основного фронтального раздела; 4 — границы облачности; 5 — зоны осадков (густота штриховки пропорциональна интенсивности осадков); 6 — изотермы.

ных верхних разделах превышают вертикальные скорости в окружающем воздухе в 2—5 раз, что несомненно должно сказываться на формировании особенностей облачных полей и полей осадков.

О возможной причине возникновения верхних надфронтальных разделов уже упоминалось в предыдущем параграфе.

У малоподвижных холодных фронтов в малоградиентном поле редко наблюдается нормальная к фронту составляющая скорости ветра в том или ином направлении. Они являются динамически неустойчивыми, поскольку один участок фронта может начать перемещаться в одном направлении, а другой — в противоположном. В этом случае говорят о возникновении на фронте волны. В ре-

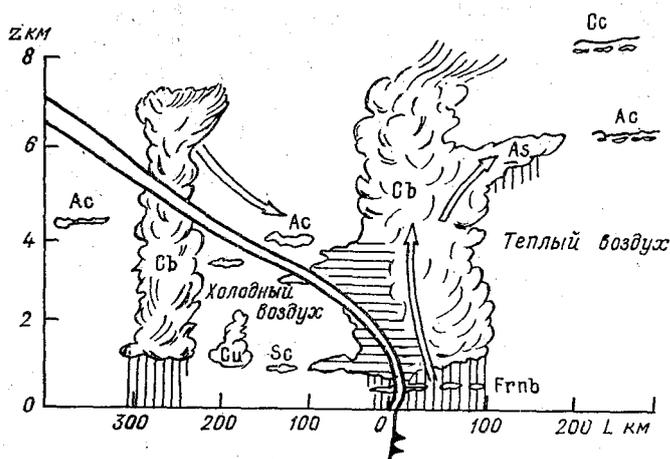


Рис. 11.17. Облачная система быстро смещающегося холодного фронта.

зультате какой-то участок фронта начинает перемещаться в сторону холодной воздушной массы, т. е. становится теплым фронтом, и облачная система становится типичной для фронта данного типа. Этот процесс на спутниковых снимках облачного покрова в видимом диапазоне спектра отражается в виде утолщения и повышения яркости облачной полосы, связанной с холодным фронтом. На рис. 8.6 такая деформация облачной полосы холодного фронта происходит в точке *B*.

При быстром смещении холодного фронта его нижняя часть в результате влияния приземного трения приобретает крутой наклон к горизонту. Теплый воздух перед приземной линией фронта начинает активно вытесняться вверх, что способствует развитию конвекции. Но уже сразу за приземной линией фронта восходящие конвективные движения ослабевают и сменяются нисходящими, направленными вдоль верхней границы фронтального слоя (рис. 11.17). Быстро смещающийся холодный фронт является или ана-катафронтом или катафронтом. Пример синоптической ситуации с холодным фронтом второго рода представлен на рис. 11.18. Основной облачный массив, состоящий из кучево-дождевых облаков, находится перед приземной линией фронта и имеет ширину 50—100 км. Такую же ширину имеет зона ливневых осадков. В хо-

лодное полугодие на быстро смещающихся холодных фронтах могут возникать слоисто-дождевые облака и высоко-слоистые. Тогда зона осадков становится более симметричной по отношению к приземной линии фронта. В холодную часть года толщина кучево-

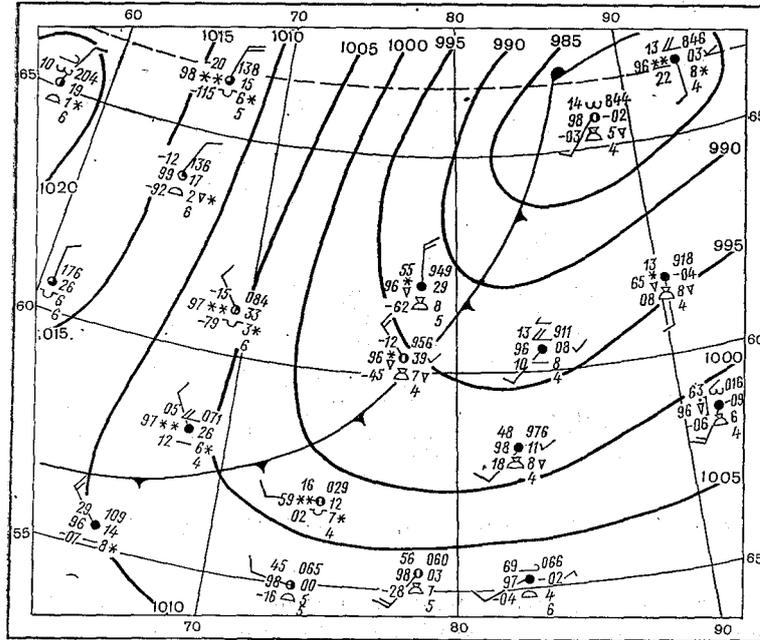


Рис. 11.18. Фрагмент синоптической карты за 06 ч СГВ 10 октября 1989 г.

дождевых облаков сравнительно невелика, иногда составляет всего 2—3 км; наоборот, летом, особенно при перемещении на континент холодной морской воздушной массы, верхняя граница кучево-дождевых облаков может достигать тропопаузы и проникать в нижнюю стратосферу.

На спутниковых фотографиях облачность хорошо выраженных холодных фронтов представляется в виде облачных полос шириной 200—300 км и длиной до 1000 км, а иногда и более (см. рис. 8.6 и 11.23). Так, например, над Европой протяженность облачных полос холодных фронтов 2—2,5 тыс. км, а средняя ширина 450 км. Облачные полосы состоят из кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков. Те из них, которые состоят преимущественно из слоистообразных облаков, обычно шире облачных полос, состоящих из кучево-дождевых облаков и сопутствующих им облачных форм.

Размытым холодным фронтом над океаническими акваториями соответствуют узкие прерывистые облачные полосы. Над сушей

такие фронты из-за небольшого количества облачности и отсутствия системы в ее расположении по спутниковым снимкам идентифицируются трудно. Обычно облачность этих фронтов состоит из изолированных или вытянутых в виде тонких полос кучево-дождевых облаков.

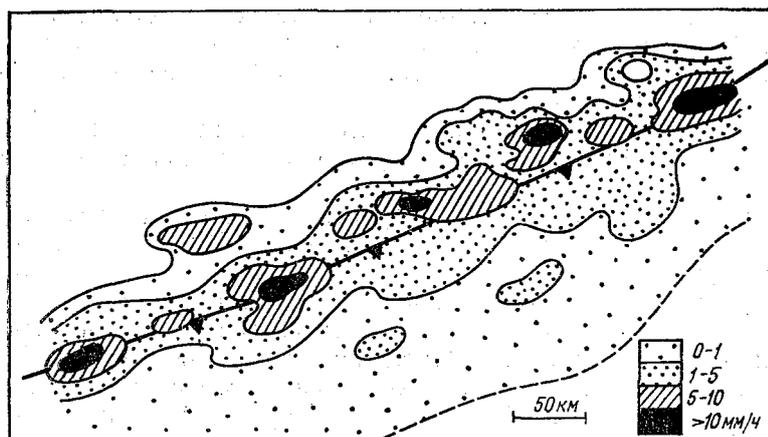


Рис. 11.19. Поле интенсивности осадков холодного фронта над европейской частью СССР 8 июня 1986 г.

Облачные полосы холодных фронтов имеют хорошо выраженную циклоническую кривизну и обычно отделяются безоблачными или малооблачными зонами от предфронтальной и зафронтальной облачности. За хорошо выраженными холодными фронтами в связи с прогреванием холодного воздуха от теплой подстилающей поверхности формируются облачные гряды (см. рис. 8.1 б), облачные ячейки (см. рис. 8.1 в) или ансамбли кучево-дождевых облаков. Вблизи центра циклона фронтальная облачная полоса почти параллельна изотермам на изобарической поверхности 300 гПа, а с удалением от него — изотермам на изобарической поверхности 850 гПа.

Приземная линия холодного фронта обычно находится в пределах облачной полосы. При этом если облачный массив состоит преимущественно из слоистообразных облаков, то приземная линия фронта находится вблизи переднего края облачной полосы. В случаях преобладания кучево-дождевой облачности приземная линия фронта располагается вблизи тылового, по отношению к направлению движения фронта, края облачной полосы.

Поле осадков холодных фронтов, особенно быстро смещающихся, характеризуется большой пятнистостью и изменчивостью во времени (рис. 11.19).

Барическая ложбина, в которой располагается холодный фронт на приземной синоптической карте, обычно несимметрична (см. рис. 11.13б). Нормальная к линии фронта составляющая градиента давления за линией фронта больше, чем перед ней. Поэтому при перемещении ложбины с холодным фронтом падение давления перед ним значительно меньше, чем рост за ним. Если фронт находится в углубляющейся ложбине, то падение давления перед ним может быть сравнимо с его ростом за фронтом, в заполняющейся же ложбине область роста может распространяться на предфронтальную периферию ложбины.

С прохождением холодного фронта на станции отмечается понижение температуры и, как правило, понижение влажности воздуха.

При прохождении холодных фронтов ветер всегда усиливается, иногда до 30 м/с и более. На территории СССР 74 % шквалов отмечается на холодных фронтах.

Вторичные холодные фронты имеют облачную систему, похожую на систему облаков быстро смещающегося холодного фронта. Возникают они в связи с поступлением новых, более свежих порций холодного воздуха за основным холодным фронтом, т. е. в тыловой части циклона. Иногда таких вторичных фронтов бывает несколько. Температурные контрасты на них невелики, но тем не менее они хорошо прослеживаются в поле температуры на изобарической поверхности 850 гПа, а иногда и на поверхности 700 гПа. Вертикальная протяженность облаков несколько меньше, чем на основном фронте.

Облачные системы вторичных фронтов на спутниковых фотографиях представляют собой изогнутые в виде спирали облачные полосы шириной от 50 до 200 км, располагающиеся в тыловой части основного облачного вихря, связанного с циклоном. Чаще всего они состоят из кучевых и кучево-дождевых облаков. Линия фронта у земной поверхности обычно проходит по тыловой части облачной спирали.

При развитой неустойчивости холодного воздуха в тылу циклона можно наблюдать неупорядоченные ансамбли кучево-дождевых облаков. Они имеют хорошо выраженный суточный ход: возникают днем и исчезают ночью.

В области холодных фронтов нередко образуются *линии неустойчивости (линии шквалов)*. Пример изображения такой линии на снимке с ИСЗ в видимом диапазоне спектра представлен на рис. 8.2 (линия АБ). Наиболее интенсивным участкам линий шквалов на снимках соответствуют скопления кучево-дождевых облаков с наковальнями, имеющими яркий тон изображения. Линии шквалов могут возникать на расстоянии нескольких десятков, а иногда и сотен километров впереди приземной линии фронта или позади нее. Иногда таких линий вблизи одного холодного фронта может возникать несколько.

Линии шквалов имеют небольшое время существования, измеряемое несколькими часами. Их прохождение сопровождается резким кратковременным повышением давления, так называемым грозовым носом. Причина возникновения линий шквалов еще не ясна, но можно предположить, что они возникают в результате преобразования волновых и конвективных движений в особую форму циркуляционных движений с горизонтальной осью.

11.9. Фронты окклюзии

Вихревое циркуляционное возмущение с центром у вершины фронтальной волны при благоприятных условиях может превратиться во фронтальный циклон с теплым и холодным участками фронта. На этом этапе (стадии) своего развития циклон принято называть молодым (рис. 11.20). Холодный фронт, перемещаясь быстрее, чем теплый, достигает его, в результате чего образуется единый сомкнутый сложный фронт — фронт окклюзии. В зависимости от соотношения температур воздуха перед теплым и за холодным фронтом фронты окклюзии могут быть по типу теплого фронта, когда менее холодный воздух восходит по клину более холодного воздуха (*теплый фронт окклюзии*) (рис. 11.21 а); по типу холодного фронта, когда более холодный воздух подтекает под менее холодный воздух (*холодный фронт окклюзии*) (рис. 11.21 б); нейтральными, когда температуры воздуха за холодным фронтом и перед теплым фронтом практически не различаются. Представление о взаимном расположении фронтов в процессе окклюдирования можно составить по рис. 11.21. Фронтом окклюзии является участок фронтальной поверхности от Земли до высоты, на которой находится точка слияния теплого и холодного фронтов. Он представляет собой продолжение либо теплого (если окклюзия по типу теплого фронта), либо холодного (если окклюзия по типу холодного фронта) основного фронта.

Когда холодные воздушные массы за холодным фронтом и перед теплым фронтом не различимы по своим температурным характеристикам, то поверхность фронта окклюзии как таковая отсутствует, и система представляет собой однородный холодный воздух, над которым в виде наклонного желоба залегает теплая воздушная масса. На вертикальном разрезе в этом случае фронт окклюзии условно изображают в виде вертикальной линии.

Линия слияния холодного и теплого фронтов выше поверхности Земли представляет собой *верхний фронт*. Его проекция *АВ* на земную поверхность в системе теплого фронта окклюзии располагается впереди приземного фронта окклюзии (рис. 11.21 в), а в системе холодного фронта окклюзии — сзади приземного фронта окклюзии (рис. 11.21 г). По мере удаления от точки окклюзии (точка *А* на рис. 11.21 в, г) верхний фронт поднимается на все большую и большую высоту, что находит свое выражение в уве-

личении расстояния между приземным фронтом окклюзии и проекцией верхнего фронта на поверхность Земли.

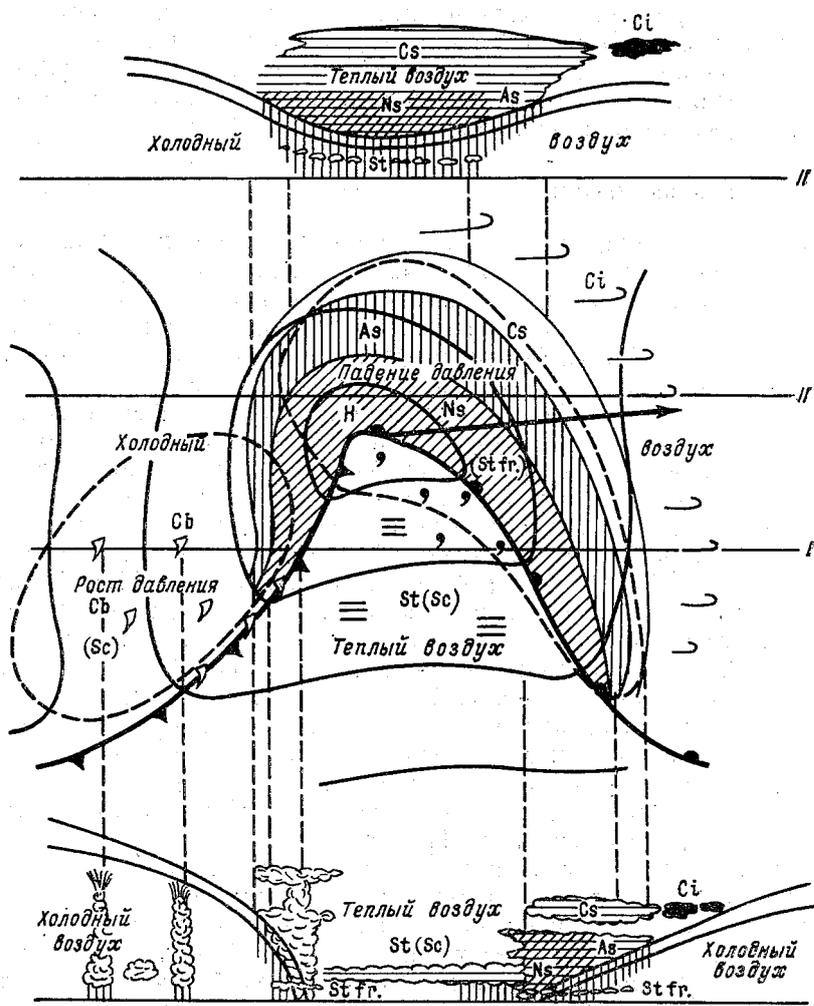


Рис. 11.20. Схема молодого циклона; внизу разрез вдоль линии I, вверху — вдоль линии II.

Облачное поле фронта окклюзии на начальном этапе окклюдирования, особенно вблизи центра циклона, представляет собой слияние хорошо выраженных облачных систем теплого и холодного фронтов. Это поле может представлять собой слившиеся системы облаков Ns—As обоих фронтов, если в процессе окклюди-

рования принимал участие сравнительно медленно смещающийся холодный фронт, и общий слой перисто-слоистых облаков с воз-

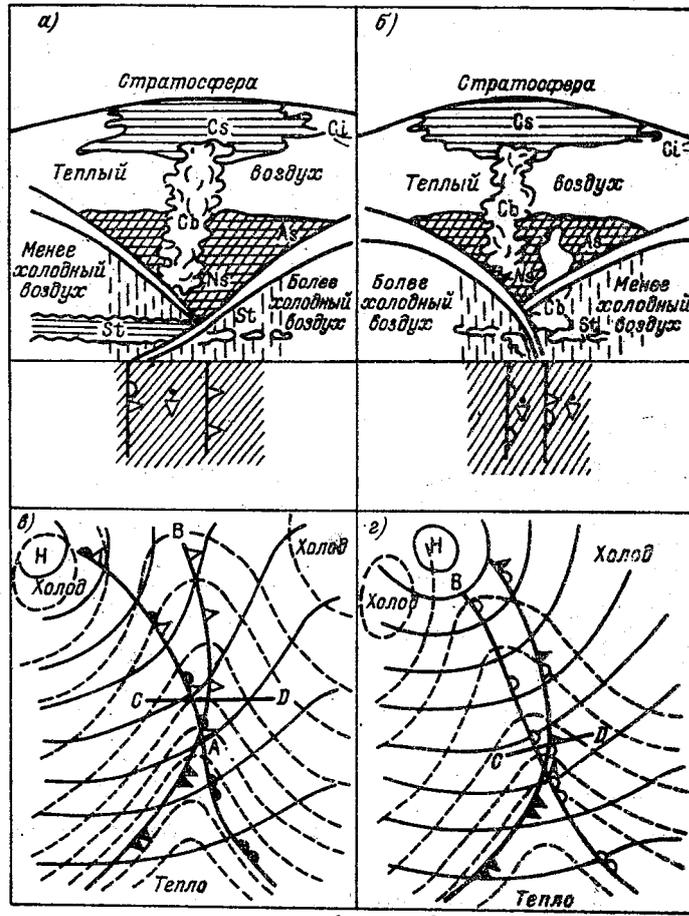


Рис. 11.21. Схемы теплого (а) и холодного (б) фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей (в и г).

1 — изобары, 2 — изотермы.

можным присутствием кучево-дождевой облачности, как это представлено на рис. 11.21. В тех случаях, когда облачность холодного фронта представлена в основном конвективными формами (холодный фронт второго рода — быстро смещающийся), со стороны холодного фронта будут преобладать мощные кучевые и кучево-дождевые облака, а со стороны теплого фронта — облака слоистых форм. Общий массив перисто-слоистых облаков будет состоять из

облачного поля теплого фронта и перистых облаков, возникающих в результате растекания вершин кучево-дождевой облачности.

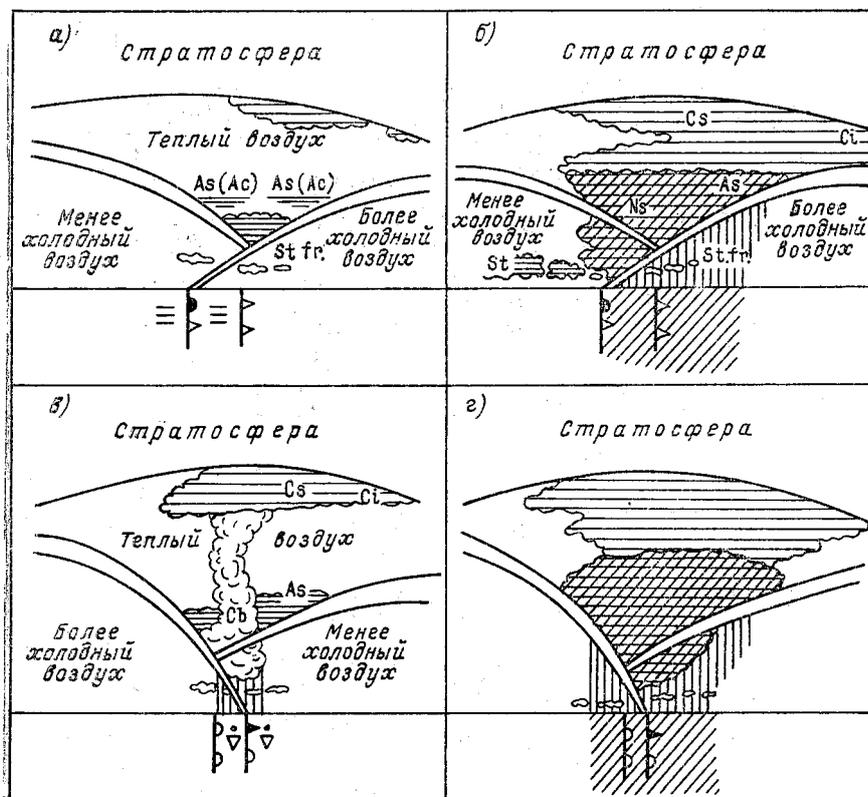


Рис. 11.22. Схемы видоизмененных систем облаков фронтов окклюзии.

Облачная система холодного фронта окклюзии по отношению к приземной линии фронта окклюзии располагается более симметрично, чем облачная система теплого фронта окклюзии, однако эти облачные системы примерно одинаково симметричны по отношению к соответствующим верхним фронтам.

Вдали от центра циклона и особенно в заполняющихся ложбинах теплый воздух вытеснен далеко вверх и облачная система, связанная с основными фронтами, имеет небольшую вертикальную протяженность, зачастую сильно расслоена и имеет разрывы (рис. 11.22 а).

На теплых фронтах окклюзии может образоваться своя облачность, связанная с упорядоченными восходящими движениями вдоль поверхности этого фронта. Она может слиться со слоисто-

дождевой облачностью теплого воздуха, образуя с ним единый облачный массив (рис. 11.22 б). Образовавшаяся зона облаков и осадков такого фронта окклюзии по своим внешним проявлениям практически не отличается от зоны обычного теплого фронта. Аналогичный процесс может происходить и на холодном фронте окклюзии. Так, летом многие холодные фронты окклюзии над Европой, сместившиеся с Атлантического океана, по мере продвижения к востоку увеличивают температурный контраст между зафронтальным и предфронтальным воздухом. Это происходит потому, что перемещающийся по передней части глубокой ложбины с юга предфронтальный воздух за счет нагревания от подстилающей поверхности становится все теплее и теплее, а перемещающийся в тыловой части ложбины с северной составляющей зафронтальный воздух остается холодным. В результате холодный фронт окклюзии становится более резким, а теплый фронт, наоборот, размывается в силу выравнивания температуры предфронтального и верхнего теплого воздуха. Облачная система основного теплого фронта окончательно размывается, и от фронта окклюзии остается только поверхность холодного фронта с его облачной системой.

Если облачность теплого фронта до начала окклюдирования была размытой, то в системе облаков холодного фронта окклюзии в теплом воздухе будут доминировать облака, характерные для холодного фронта. Облачное поле такого фронта окклюзии будет мало отличаться от типичного облачного поля основного холодного фронта (рис. 11.22 в).

На рис. 11.22 г представлена уже упоминавшаяся облачная система фронта окклюзии, образовавшаяся от слияния хорошо выраженных облачных систем теплого фронта и холодного фронта первого рода (медленно смещающегося) при отсутствии на нем конвекции. Такие фронты окклюзии дают только обложные осадки.

Нейтральные фронты окклюзии обычно имеют облачную систему, аналогичную облачной системе теплых фронтов окклюзии.

Облачность фронтов окклюзии представляет собой на спутниковых снимках плотную облачную полосу, имеющую форму спирали с фокусом вблизи центра циклона на уровне верхней границы облаков (рис. 11.23). Средняя ширина этой полосы около 300 км. Если облачная полоса фронта окклюзии имеет резкую границу с внутренней стороны спирали, то приземный фронт окклюзии располагается ближе к этой границе. Если тыловая граница размыта, то фронт окклюзии проходит ближе к центральной части этой полосы.

Положение точки окклюзии обычно можно определять по небольшому расширению облачной полосы вблизи места расхождения облачных полос холодного и теплого фронтов. На рис. 11.23



Рис. 11.23. Облачная полоса (АВВ) фронта окклюзии, связанная с циклоном в стадии максимального развития, и холодный фронт (ВГ) на снимках в видимом (а) и инфракрасном (б) диапазонах спектра.

точка окклюзии находится немного к юго-востоку от точки *B*.

Исследования структуры поля осадков фронтов окклюзии показали, что она существенно отличается от структуры поля осадков теплых фронтов. У развитого фронта окклюзии интенсивность осадков в среднем в 2 раза выше. В отдельных зонах она дости-

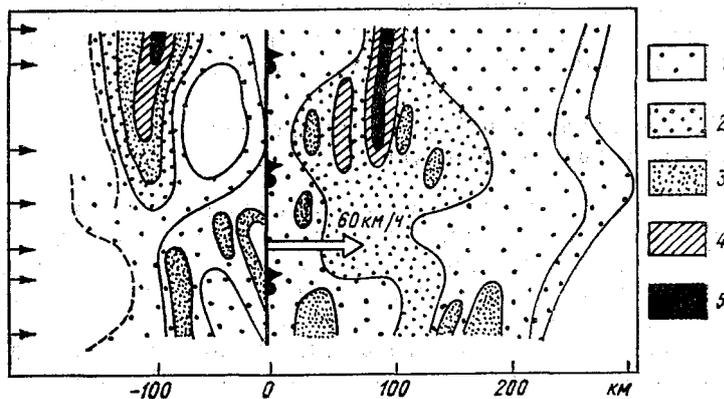


Рис. 11.24. Поле средней интенсивности осадков фронта окклюзии 4 сентября 1982 г. По Н. А. Безруковой и Е. А. Стулову.

1) 0,00—0,02 мм/мин; 2) 0,02—0,05 мм/мин; 3) 0,05—0,10 мм/мин; 4) 0,10—0,15 мм/мин; 5) >0,15 мм/мин.

гает очень больших значений (до 0,5—0,6 мм/мин). Полосовая структура поля интенсивности осадков имеет более регулярный вид. Как правило, отсутствует находящаяся впереди и зачастую изолированная полоса повышенной интенсивности осадков, характерная для теплого фронта (см. рис. 11.12).

Полосы самого большого мезомасштаба встречаются только в начале окклюдирования, когда еще можно различить осадки теплого и холодного фронтов, как это представлено на рис. 11.24. По мере развития процесса окклюдирования начинают преобладать неоднородности среднего мезомасштаба.

Ложбина, в которой находится фронт окклюзии, обычно очень глубокая (вытянутая). Поэтому при прохождении фронта окклюзии направление ветра очень резко меняется (почти на противоположное). При этом ветер, естественно, как при прохождении через станцию любой ложбины, поворачивает вправо. Кроме того, ложбина фронта окклюзии, как правило, довольно симметрична, что одновременно с ее вытянутостью приводит к формированию хорошо выраженной изаллобарической пары. Если ложбина, в которой лежит фронт окклюзии, не изменяет своей глубины, то очаги изаллобар имеют примерно одинаковую интенсивность. В тех случаях, когда она заполняется, нулевая изаллобара перемещается:

на предфронтальную часть ложбины, а интенсивность области роста давления за фронтом будет превышать интенсивность области падения давления перед ним. При углублении ложбины картина будет иметь противоположный вид.

Особую структуру имеет поле температуры в зоне фронтов окклюзии. На карте OT_{1000}^{500} ему соответствует гребень тепла с разреженными изогипсами вдоль оси, которая проходит вдоль линии верхнего фронта (рис. 11.21 в, г). Это обстоятельство существенно облегчает идентификацию и анализ фронтов окклюзии.

11.10. Нарушения типичной пространственной структуры атмосферных фронтов

Под влиянием особых свойств подстилающей поверхности, различия в скорости перемещения фронтальной поверхности на различных уровнях и специфического распределения вертикальных скоростей может происходить деформация фронтальных поверхностей и фронтальных систем в целом.

При перемещении холодного фронта зимой на подстилающую поверхность, над которой находится тонкий слой выхолаженного воздуха, температура холодного воздуха за фронтом оказывается выше температуры воздуха в пограничном слое, хотя в свободной атмосфере сохраняется обычное для холодного фронта распределение температуры. В результате направление горизонтальных градиентов температуры в пограничном слое и в свободной атмосфере оказывается противоположным, и возникает *слой выравнивания температуры* (рис. 11.25). Ниже этого слоя может образоваться поверхность раздела, имеющая характер теплого фронта. Однако в большинстве случаев такая поверхность не возникает, а холодный воздух скользит по слою еще более холодного воздуха за фронтальной поверхностью. По существу говоря, основной холодный фронт превращается в верхний холодный фронт. Такие холодные фронты наблюдаются над Европой при их смещении с Атлантического океана.

В определенной мере подобный эффект возникает и при переваливании холодного фронта через невысокие горы. Если на подветренной стороне гор находится слой выхолаженного воздуха, то холодный воздух, перевалив горы, начинает перемещаться над этим слоем. Но такое состояние является обычно неустойчивым, так как турбулентность разрушает слой выхолаженного воздуха, и в данном районе прохождение холодного фронта приводит к потеплению у поверхности Земли, а не к похолоданию. В этом случае имеет место *маскировка* холодного фронта.

При больших различиях в скорости перемещения фронтальной поверхности на разных высотах обычный наклон фронтальной поверхности в сторону холодного воздуха может измениться. Она может стать вертикальной или даже приобрести наклон в сторону

теплого воздуха. Наиболее резкие нарушения положения фронтальных поверхностей в связи с рассматриваемым фактором про-

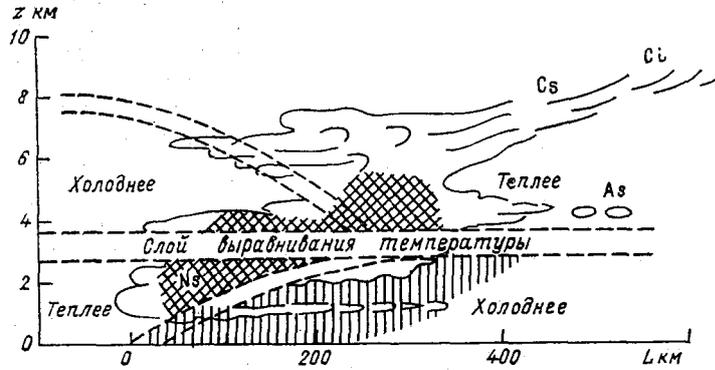


Рис. 11.25. Положение поверхности холодного фронта при наличии слоя выравнивания температуры воздуха.

исходят в пограничном слое атмосферы. Здесь различия в нормальных к фронту составляющих скорости ветра на разных уровнях могут быть значительными и приводят даже к разрыву фронтальной поверхности. На участке разрыва деформируется и фронтальная зона, как это показано на рис. 11.26.

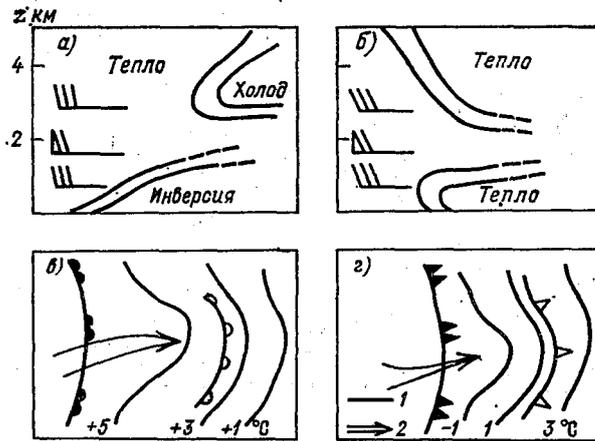


Рис. 11.26. Разрывы поверхности теплого (а) и холодного (б) фронтов и деформации фронтальных зон на поверхности 850 гПа при разрыве поверхностей теплого (в) и холодного (г) фронтов.

1 — изотермы; 2 — траектории теплого или холодного воздуха.

Нарушения пространственной структуры фронтальных разделов в связи с особенностями распределения вертикальных движений

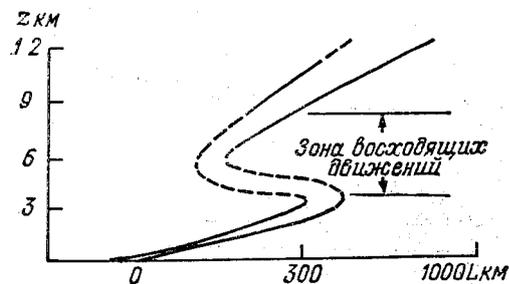


Рис. 11.27. Деформация фронтального слоя теплого фронта при неравномерном распределении по высоте скоростей восходящих движений.

встречаются редко и только на теплых фронтах. Возникают они за счет резкого понижения температуры в каком-либо слое атмосферы при неравномерном распределении скоростей восходящих вертикальных движений. В этом слое происходит горизонтальный сдвиг поверхности раздела в сторону теплого воздуха, в результате чего она деформируется (рис. 11.27).

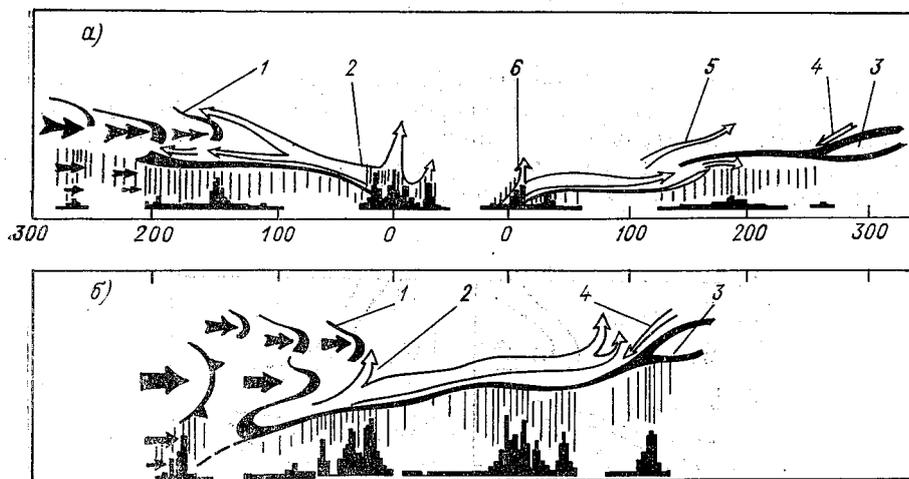


Рис. 11.28. Схема мезомасштабного строения теплого и холодного фронтов (а) и начала окклюирования (б). По Н. А. Безруковой.

Внизу под фронтами показаны интенсивности осадков в условных единицах (затушеванные области).

1 — языки холодного воздуха; 2 — невытесненный теплый воздух, который сохраняется под холодным; 3 — линзы теплого воздуха; 4 — опускающийся теплый сухой воздух; 5 — теплый воздух над участком увеличенного угла наклона фронта; 6 — теплый воздух у линии фронта.

По результатам самолетных зондирований атмосферных фронтов, выполненных в Центральной аэрологической обсерватории, Н. А. Безруковой были построены схемы воздушных течений и положения зон осадков в области атмосферных фронтов различных типов с учетом мезомасштабных циркуляций в их области. На

рис. 11.28 отчетливо заметны нарушения непрерывности фронтальных поверхностей, проникновения «порций» холодного воздуха в теплый и наоборот теплового в холодный через разрывы этих поверхностей. Опираясь на эти схемы, можно объяснить полосовую структуру полей фронтальных осадков.

11.11. Фронтогенез и фронтолиз

Под *фронтогенезом* понимается процесс увеличения горизонтальных градиентов температуры, т.е. сужение с течением времени переходного слоя между соседними воздушными массами, что приводит к возникновению новых или обострению существующих фронтов. Процесс уменьшения горизонтальных градиентов температуры, т.е. увеличения ширины переходного слоя между соседними воздушными массами, что обычно приводит к размыванию фронта, называют *фронтолизом*.

Принято различать локальный и индивидуальный фронтогенез и фронтолиз. Под локальным фронтогенезом понимают увеличение горизонтального градиента температуры в данном месте. Его исследование представляет интерес при изучении формирования и эволюции, например, уже упоминавшихся топографических фронтов. Наиболее общий случай возникновения и размывания фронтов может быть описан с помощью понятия индивидуального фронтогенеза — увеличения горизонтального градиента температуры в перемещающейся воздушной массе. В этом случае интенсивность фронтогенетического эффекта оценивается с помощью параметра индивидуального фронтогенеза.

$$F = \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial v}, \quad (11.24)$$

где dT/dv — горизонтальное изменение температуры во фронтальном слое в направлении, нормальном к линии фронта. В случае фронтогенеза $F > 0$, при фронтолизе $F < 0$. Так как

$$\partial T / \partial v = \sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2}, \quad (11.25)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \tau \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial x}, \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial y} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} + \tau \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial y}, \end{aligned} \quad (11.26)$$

то после некоторых преобразований получим

$$\begin{aligned} F &= \left(\frac{\partial T}{\partial x} \middle| \frac{\partial T}{\partial v} \right) \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \\ &+ \left(\frac{\partial T}{\partial y} \middle| \frac{\partial T}{\partial v} \right) \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial \tau}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial p} \right). \end{aligned} \quad (11.27)$$

Используя уравнение притока тепла в адиабатическом приближении, можно преобразовать (11.27) к следующему виду:

$$F = \left(\frac{\partial T}{\partial v}\right)^{-1} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right) \right] + \left(\frac{\partial T}{\partial v}\right)^{-1} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right]. \quad (11.28)$$

Формула (11.28) позволяет дать оценку интенсивности фронтогенеза в зависимости от характера горизонтальных движений в области фронта или (в геострофическом приближении) от структуры барического поля, а также в зависимости от горизонтального распределения вертикальных движений с учетом термической устойчивости атмосферы и структуры поля температуры.

Для оценки влияния структуры барического поля на интенсивность фронтогенеза представим сначала первый член правой части уравнения (11.28), используя геострофическое приближение, в сокращенной записи производных:

$$\frac{\partial T}{\partial v} = T_v, \quad \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = T_{xx}, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} = H_{xy} \text{ и т. д.}$$

Тогда

$$F_1 = \frac{9,8}{fT_v} [(T_x^2 - T_y^2) H_{xy} + T_x T_y (H_{yy} - H_{xx})], \quad (11.29)$$

где H — геопотенциал изобарической поверхности. Используем натуральную систему координат, в которой ось n направлена в сторону возрастания H , а ось s — по касательной к изогипсе. Формулы перехода от декартовой системы координат к натуральной имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{\partial f}{\partial s} = f_s; \quad \frac{\partial f}{\partial y} = -\frac{\partial f}{\partial n} = -f_n; \\ \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} &= K \frac{\partial f}{\partial n} = K f_n; \quad \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 f}{\partial n^2} = f_{nn}; \\ \frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} &= -\frac{\partial^2 f}{\partial n \partial s} = -H_{ns}, \end{aligned} \quad (11.30)$$

где K — кривизна изогипс.

Обозначим через ε угол между изогипсой и изотермой, тогда $T_x = T_v \sin \varepsilon$, $T_y = -T_v \cos \varepsilon$, $H_{xy} = -H_{ns}$, $H_{xx} = K H_n$, $H_{yy} = H_{nn}$ и формулу (11.30) можно записать таким образом:

$$F_1 = \frac{9,8}{fT_v} \left[H_{ns} \cos 2\varepsilon + \frac{1}{2} K H_n \sin 2\varepsilon - \frac{1}{2} H_{nn} \sin 2\varepsilon \right]. \quad (11.31)$$

На основании формулы (11.31) можно составить представление о возможных структурах термобарического поля, наиболее благоприятных для фронтогенеза и фронтолиза. В этой формуле: $H_n > 0$ по условию построения системы координат; $H_{ns} > 0$ при сходящихся изогипсах и $H_{ns} < 0$ при расходящихся изогипсах; $K > 0$ при циклонической кривизне изогипс и $K < 0$ при антицик-

лонической кривизне изогипс; $H_{nn} > 0$ при сгущении изогипс в направлении увеличения геопотенциала, $H_{nn} < 0$ при сгущении изогипс в направлении уменьшения геопотенциала.

В поле только расходимости или только сходимости изогипс, когда $K = 0$ и $H_{nn} = 0$, знак функции F будет определяться вели-

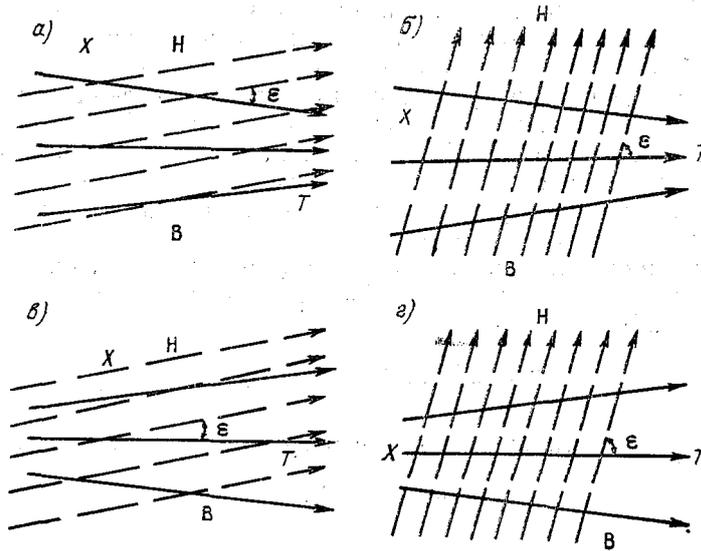


Рис. 11.29. Фронтогенез (а, в) и фронтолиз (б, г) в поле сходящихся и расходящихся изогипс.

чиной угла ϵ . Если угол ϵ , отсчитываемый по кратчайшему направлению от изотермы к изогипсу независимо от их направления, меньше 45° , т.е. когда $0 < \cos 2\epsilon \leq 1$, то при сходимости изогипс ($H_{ns} > 0$) будет наблюдаться фронтогенез (рис. 11.29 а), а при расходимости изогипс ($H_{ns} < 0$) — фронтолиз (рис. 11.29 в). Когда ϵ , измеренный по кратчайшему направлению, будет больше 45° , т.е. когда $0 > 2 \cos \epsilon > -1$, то при сходимости изогипс будет наблюдаться фронтолиз (рис. 11.29 б) и при их расходимости — фронтогенез (рис. 11.29 г).

Все эти выводы могут быть получены также в результате кинематических соображений. Действительно, при малых углах между изотермами и изогипсами будет сжатие изотерм вдоль потока при их сходимости (см. рис. 11.29 а) и их растяжение при расходящихся изогипсах (см. рис. 11.29 в). При больших углах между изотермами и изогипсами, при сходящихся изогипсах скорость ветра вдоль потока увеличивается, что приводит к растяжению изотерм (см. рис. 11.29 б), и наоборот, в поле расходящихся

изогипс, а следовательно, при уменьшении скорости ветра вдоль потока изотермы будут уплотняться (см. рис. 11.29 *г*).

При циклонической кривизне изогипс ($K > 0$) и адвекции холода ($\sin 2\varepsilon > 0$), а также при антициклонической кривизне изогипс ($K < 0$) и адвекции тепла ($\sin 2\varepsilon < 0$) при отсутствии дивергенции и изменения густоты изогипс будет наблюдаться фронтогенез. При циклонической кривизне изогипс и адвекции тепла, так же как и при антициклонической кривизне изогипс и адвекции холода будет наблюдаться фронтолиз.

При сгущении изогипс в сторону низкого давления ($H_{nn} < 0$) и адвекции холода, а также при сгущении изогипс в сторону высокого давления ($H_{nn} > 0$) и адвекции тепла будет фронтогенез; при сгущении изогипс в сторону низкого давления и адвекции тепла, а также при сгущении изогипс в сторону высокого давления и адвекции холода — фронтолиз.

Зависимость интенсивности фронтогенеза от вертикальных движений воздуха определяется вторым членом правой части уравнения (11.28)

$$F_2 = \frac{1}{T_v} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} (T_x \tau_x + T_y \tau_y). \quad (11.32)$$

Если направить ось X вдоль изотерм, то $T_x = 0$, $T_y = T_v$,

$$F_2 = \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \tau_v. \quad (11.33)$$

Таким образом, интенсивность фронтогенеза зависит от степени термической устойчивости атмосферы и изменений вертикальной скорости вдоль нормали к изотерме. В свободной атмосфере, как правило, $\gamma < \gamma_a$ и, следовательно фронтогенезу способствует возрастание скорости вертикальных движений в направлении холодного воздуха, а при нисходящих движениях — возрастание их скорости в направлении теплого воздуха.

Практически о фронтогенезе делают выводы, сравнивая горизонтальные градиенты средней температуры нижней тропосферы или на отдельных изобарических поверхностях от одного срока наблюдения к другому. Наряду с этим целесообразно производить расчеты по формулам (11.29) и (11.33).

Для широты 56° при шаге сетки 250 км для изобарической поверхности 850 гПа они имеют, например, следующий вид:

$$\begin{aligned} F_1 &= 0,146 (H_6 + H_8 - H_5 H_7) (T_4 - T_2), \\ F_2 &= 0,09 (\tau_4 - \tau_2) (\gamma_a - \gamma) (1 + 0,0032 T_m), \end{aligned} \quad (11.34)$$

где τ в гПа/12 ч; γ_a и γ в $^\circ\text{C}/100$ м; T_m — средняя температура слоя Земля — 850 гПа. Значения F_1 и F_2 получаются в $^\circ\text{C}/500$ км за 12 ч. Палетка для расчета приведена на рис. 11.30.

Знаки F_1 и F_2 чаще всего обратны. По данным Н. П. Шакиной, в верхней части тропосферы это соотношение удовлетворяется всегда, в нижней тропосфере — примерно в 75 % случаев. Поскольку порядок значений этих составляющих трехмерного фронтотенеза одинаков, то, строго говоря, ограничиваться оценкой только одной из них нельзя, так как результат их совместного действия может привести как к фронтотенезу, так и к фронтотизу.

Следует иметь в виду, что уравнения (11.29) и (11.32) получены с использованием геострофических соотношений. Здесь анализируются поля давления с криволинейными изогипсами, имеющими сгущения и дивергенцию, т. е. те случаи, когда имеет место нарушение геострофичности воздушных течений. Поэтому не следует ожидать точного совпадения результатов расчетов по ним с данными наблюдений. Качественные же оценки чаще всего совпадают.

Учет неадиабатичности при фронтотенезе требует оценки притоков тепла к теплой и холодной воздушным массам за счет турбулентного и лучистого обмена, фазовых переходов воды, т. е. учета трансформации воздушных масс.

Процесс возникновения нового фронтального раздела во времени можно представить следующим образом. Сначала формируются высотная фронтальная зона как переходная зона между высоким теплым антициклонным (гребнем) и высоким холодным циклоном (ложбиной). В результате сходимости воздушных течений вдоль оси ВФЗ возникает сравнительно узкая зона высоких значений горизонтальных градиентов средней температуры тропосферы и давления. По мере обострения контрастов температуры и, следовательно, плотности воздуха, переходный слой между теплым и холодным воздухом приобретает наклонное к горизонту положение. В пограничном слое при условии хорошо выраженной конвергенции трения фронтальный слой становится еще более узким, и у поверхности Земли его ширина составляет всего несколько десятков километров, что позволяет фиксировать след пересечения его с Землей на приземной синоптической карте как линию фронта.

11.12. Влияние орографии на фронты

Влияние гор на атмосферные фронты проявляется в их задержке перед горами, в обострении, в деформации фронтальной поверхности при переваливании через горы, в образовании орографической

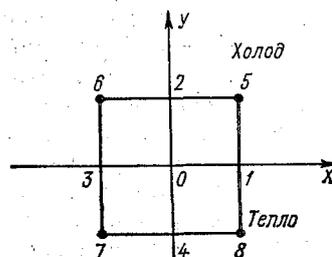


Рис. 11.30. Палетка для расчета составляющих фронтотенеза по формулам (11.34).

окклюзии в результате двухстороннего обтекания горной цепи воздушными массами, разделяемыми фронтом, в образовании фронтальных волн при одностороннем обтекании гор, в изменениях погодных характеристик в зоне фронта.

Теплые фронты, как правило, имеют большую вертикальную протяженность и поэтому по сравнению с холодными фронтами чаще и легче переваливают даже высокие горы. Процесс переваливания теплого фронта через горную цепь иллюстрирует рис. 11.31 *а—г*. При приближении фронта к горам происходит его обострение за счет вертикального фронтогенетического эффекта F_2 и горизонтальной составляющей фронтогенеза F_1 , возникающей в результате задержки отступающей холодной воздушной массы перед горным хребтом. Фронтогенетический эффект проявляется в интенсификации и расширении зоны осадков на наветренной стороне горы (рис. 11.31 *а, б*). С подветренной стороны гор в связи с нагреванием опускающегося воздуха осадки прекращаются, а фронтальная поверхность размывается (рис. 11.31 *в*). При дальнейшем движении фронта его нормальная структура восстанавливается (рис. 11.31 *г*). Фронт на подветренной стороне гор размывается в общем тем сильнее, чем выше горы. При переваливании высоких гор иссушающее влияние подъема воздуха по наветренному склону настолько велико, что на подветренных склонах не только прекращаются осадки, но зачастую исчезает и облачность.

В тех случаях, когда на наветренной стороне горного хребта в нижней части тропосферы находится слой очень холодного воздуха, теплый фронт в приземном слое восстановиться не может и существует как верхний (рис. 11.31 *д*).

Если теплый фронт ориентирован примерно перпендикулярно к оси хребта, то после его подхода к оконечности горной цепи с наветренной стороны часто образуется волновое возмущение, иногда развивающееся в циклон.

Холодный фронт может перевалить горный хребет только тогда, когда вертикальная протяженность холодного воздуха превышает высоту гор. Низкие горные цепи (Скандинавские или Уральские горы) холодный фронт переваливает без заметной деформации. На наветренной стороне таких гор фронтогенетический эффект проявляется в интенсификации и расширении (на начальном этапе) зоны осадков. На подветренной стороне гор фёновый эффект проявляется не очень существенно в связи с небольшой высотой гор, но все же он приводит к некоторому ослаблению осадков. Сколько-нибудь заметного размывания фронта не происходит.

Если холодный фронт подходит к высоким горам, и линия фронта примерно параллельна им, то часть фронта, обращенная к горам, приостанавливает свое движение, а соседние участки продолжают перемещаться, огибая горную цепь и переходя на его подветренную часть. Двигаясь навстречу друг другу (рис. 11.32), эти участки в итоге могут образовать сомкнутый фронт — орогра-

фическую окклюзию. Горная цепь оказывается окруженной холодным воздухом, и осадки выпадают с обеих ее сторон.

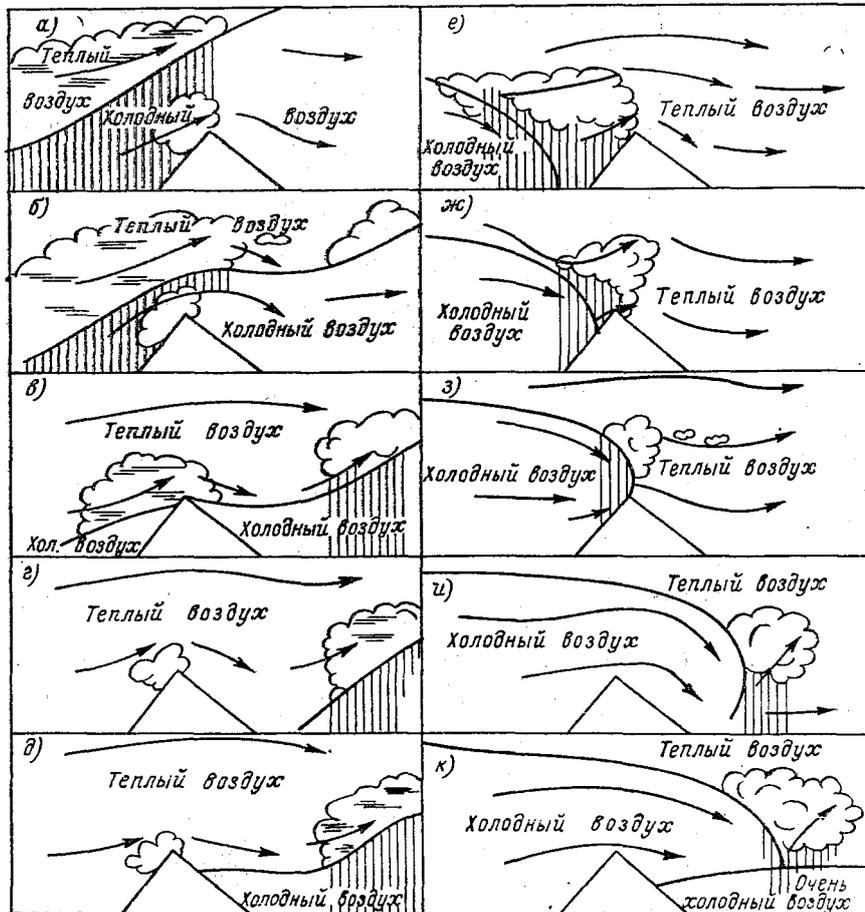


Рис. 11.31. Переваливание теплого (а—г) и холодного (е—и) фронтов через горы, а также образование верхнего теплого (д) и холодного (к) фронтов при очень холодном воздухе за подветренными склонами.

Когда фронт перемещается под большим углом к оси горной цепи, то часть фронта, достигшая гор, тормозится, в результате чего возрастает давление и, в свою очередь, увеличиваются горизонтальные градиенты давления на соседнем, еще не подошедшем к горам, участке фронта. Увеличивается нормальная к фронту составляющая скорости ветра, и в связи с этим увеличивается скорость перемещения фронта. Возрастают скорости перемещения

фронта способствует уже упоминавшийся орографический фронтонез, поскольку возрастают горизонтальные градиенты темпера-

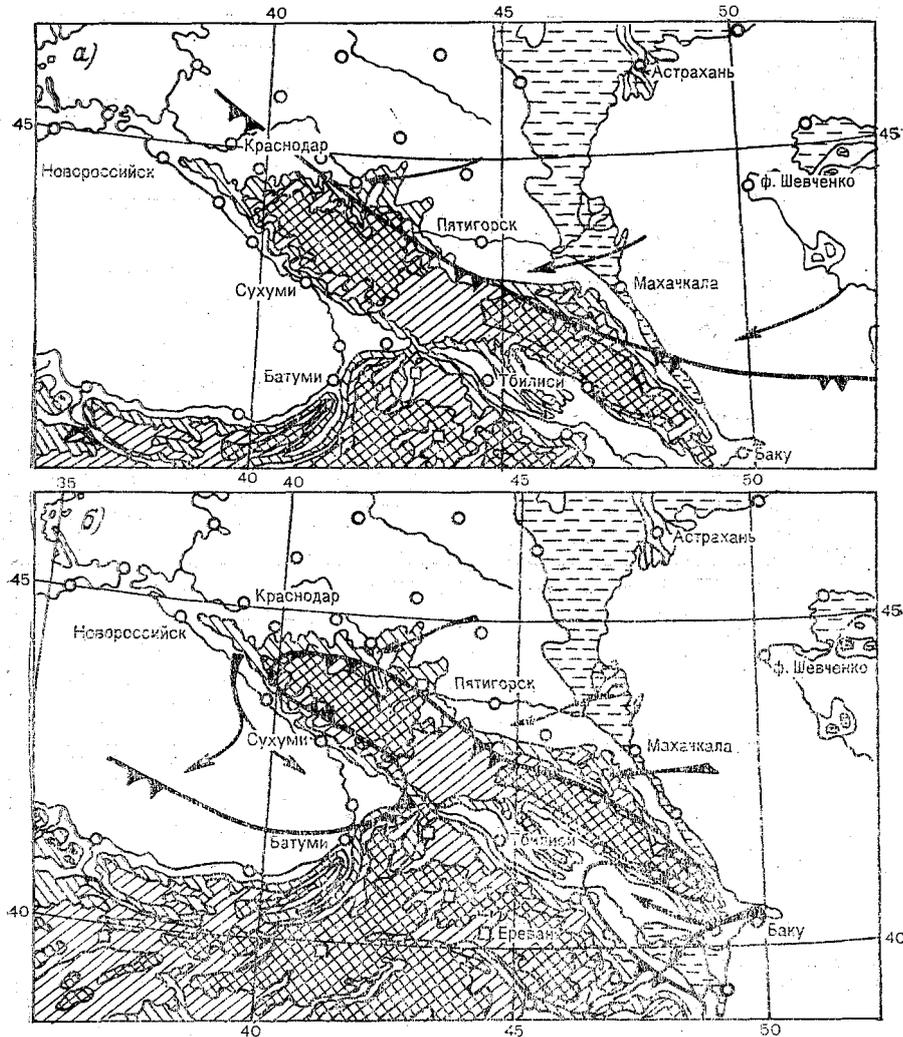


Рис. 11.32. Процесс образования орографической окклюзии.

туры и соответственно возрастает скорость ветра. Вследствие этого наблюдается так называемое «прижимание» холодного фронта к наветренной стороне хребта и увеличение скорости его перемещения при смещении в сторону, где давление ниже, чем в месте соприкосновения фронта с горой, и уменьшение скорости при смещении в сторону, где давление выше. Такой процесс прижимания

фронта с ускорением или замедлением перемещения его отдельных участков приводит к деформации приземной линии фронта. На территории СССР он характерен для Карпат, Северного Кавказа, Тянь-Шаня при северных и северо-западных вторжениях холодного воздуха.

Невысокие горы холодные фронты могут переваливать. При этом на наветренной стороне горы фронт обостряется. Расширяется зона осадков и повышается их интенсивность, облачность уплотняется (рис. 11.31 е). В дальнейшем по мере прижимания фронта к горам зона осадков сокращается, но интенсивность их по-прежнему остается относительно высокой (рис. 11.31 ж, з). Холодный воздух как бы накапливается над хребтом, с тем чтобы совершить обвал на подветренную сторону (рис. 11.31 и). Облачная система фронта восстанавливается на некотором расстоянии от горного хребта, а иногда летом при большой сухости воздуха может и не восстанавливаться, тогда она будет прослеживаться только как зона контрастов температуры и ветра.

В тех случаях, когда за хребтом зимой формируется слой очень холодного воздуха, нижняя часть холодного фронта не восстанавливается, и он существует до разрушения этого слоя как верхний холодный фронт (рис. 11.31 к). Аналогичная картина наблюдается при перемещении холодного фронта зимой через закрытые долины и котловины. Холодный воздух за фронтом может оказаться теплее холодного воздуха, скопившегося в долине или котловине. Поэтому, если он сохраняется, то холодный зафронтальный воздух двигается над ним, и прохождение фронта через станцию, находящуюся в котловине, не фиксируется.

Летом в южной части умеренных широт холодные фронты, в связи с сильным прогревом воздуха, в приземном слое размываются, оставаясь по-прежнему хорошо выраженными в более высоких слоях. Поэтому на равнине такие фронты бывают слабо выражены, а в горах они обостряются.

Влияние гор на атмосферные фронты настолько сильно и многообразно, что в каждом горном районе должны быть выполнены исследования региональных процессов орографического фронтотенеза, деформации фронтальных разделов и приземных линий фронтов, образования верхних фронтов, орографического окклюирования фронтов и циклогенеза и т. п.

11.13. Объективный анализ фронтов

Под объективным анализом атмосферных фронтов в настоящее время понимается определение их положения на различных уровнях на основе количественного учета особенностей полей метеорологических величин в их области. В частности, принимается во внимание, что:

- 1) фронт находится в барической ложбине;

2) в области фронта наблюдаются повышенные значения горизонтальных градиентов температуры, вектора скорости ветра, влажности, потенциальной и псевдопотенциальной температуры и т. д.;

3) во фронтальном слое отмечаются небольшие вертикальные градиенты температуры и влажности;

4) в области фронта наблюдается циклоническая завихренность;

5) с фронтом связана изаллобарическая пара и она проходит вблизи изолиний нулевой барической тенденции;

6) в области фронта наблюдаются резкие пространственные изменения горизонтальных градиентов температуры и других метеорологических величин.

Тот факт, что фронт находится в ложбине, позволяет применить в качестве количественного критерия существования фронта значения дифференциальных характеристик поля давления на оси ложбины (см. гл. 3). Поэтому одним из критериев является равенство

$$\partial p / \partial n = 0 \text{ или } \partial H / \partial n = 0, \quad (11.35)$$

где n — нормаль к линии фронта. Поскольку на оси ложбины кривизна изобар (изогипс) максимальна, то на линии фронта должно выполняться условие

$$\nabla^2 p = \partial^2 p / \partial x^2 + \partial^2 p / \partial y^2 = \max \text{ или } \nabla^2 H = \partial^2 H / \partial x^2 + \partial^2 H / \partial y^2 = \max. \quad (11.36)$$

Поэтому фронт должен проходить по линии максимальных значений лапласиана давления (геопотенциала). Действительно, как показывает рис. 11.33, приземная линия фронта проходит через очаги максимумов лапласиана и вдоль осей его гребней, отходящих от этих центров.

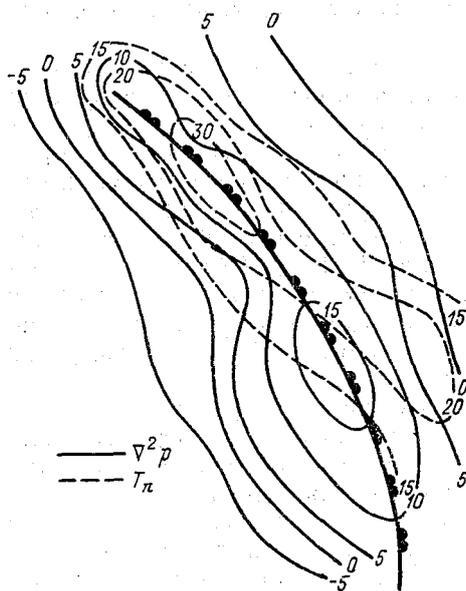


Рис. 11.33. Положение приземной линии фронта в поле лапласиана приземного давления $\nabla^2 p$. По Э. И. Костырченко. T_n — горизонтальный градиент температуры.

Факторы второй группы вытекают из определения фронта и в пояснениях не нуждаются.

Факторы третьей группы могут использоваться при трехмерном объективном фронтальном анализе, но пока применения в практическом приложении не нашли.

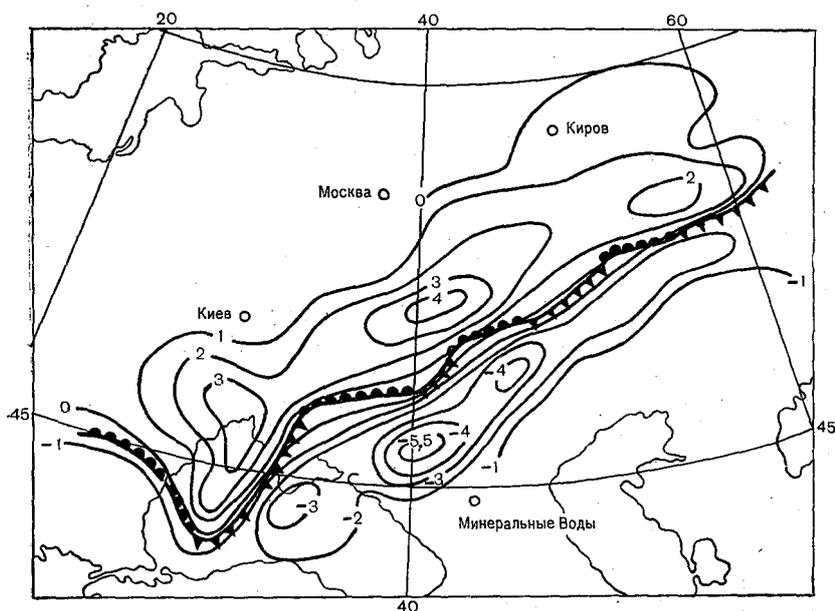


Рис. 11.34. Значения $\frac{d^2T}{dp^2}$ ($0,25 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}^2$) на уровне 850 гПа в области фронта, 00 ч СГВ, 15 мая 1961 г.

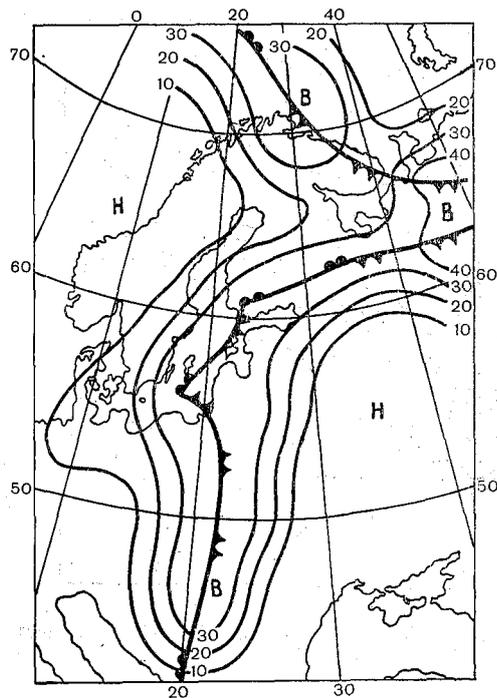
Наличие циклонической завихренности в области фронта может быть определено расчетным путем на основе сведений о распределении ветра в области фронта, поскольку при циклонической завихренности

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y > 0. \quad (11.37)$$

Так как данные о ветре на синоптических картах наносятся с большим закруглением, то обычно пользуются геострофическим приближением, в соответствии с которым Ω_z пропорционально $\nabla^2 p$ ($\nabla^2 H$).

Связь фронта с изаллобарической парой очевидна, однако совпадение линии фронта с нулевой изаллобарой будет не всегда, поскольку в ложбине, глубина которой изменяется со временем, эта изаллобара может существенно отклоняться от линии фронта. Поэтому такой критерий может быть использован только для предварительного поиска фронтального раздела.

Так как фронт представляет собой переходную зону между воздушными массами, то увеличение горизонтальных градиентов температуры по мере приближения к фронту должно происходить прогрессивно. При этом вторая производная вида $\frac{\partial^2 T}{\partial n^2}$ сначала растёт, а затем уменьшается, так что на линии фронта она обра-



щается в нуль. Поэтому линия фронта должна проходить по линии $\frac{\partial^2 T}{\partial n^2} = 0$. На рис. 11.34 приведен пример распределения $\frac{\partial^2 T}{\partial n^2}$ в области линии фронта на карте АТ₈₅₀. Видно, что имеется две области увеличенных значений $\frac{\partial^2 T}{\partial n^2}$ с противоположными знаками, а линия фронта проходит в переходной зоне между этими областями.

Основываясь на учете критериев, описывающих особенность распределения метеорологических величин в области фронта пер-

Рис. 11.35. Изолинии функции F и линии фронтов на карте АТ₈₅₀. По С. И. Титову и В. А. Ременсону.

вой, второй и шестой групп, предлагается использовать функцию

$$F = \alpha \left| \frac{\partial T}{\partial n} \right|_{850} + \beta |\nabla^2 H|_{850} + \lambda \left| \frac{\partial^2 T}{\partial n^2} \right|_{850-500} \quad (11.38)$$

Линия фронта на карте АТ₈₅₀ располагается в зоне максимальных значений F (рис. 11.35). Физическая сущность первых двух слагаемых ясна. Третье слагаемое подразумевает совпадение линии фронта с максимальным значением $\frac{\partial^2 T}{\partial n^2}$, что вполне возможно, так как с высотой максимум этой производной смещается с теплой стороны приземной линии в сторону холодного воздуха. Поэтому максимум величины $|\frac{\partial^2 T}{\partial n^2}|$ скорее всего довольно близко совпадает с линией фронта на уровне изобарической поверхности 850 гПа.

В качестве показателя для определения положения линии фронта можно использовать произведение $\nabla^2 H \frac{\partial T}{\partial n} = K$. Фронт

проходит там, где K имеет наибольшее значение. Нужно обратить внимание на то, что здесь учтено одно важное обстоятельство. Оно заключается в том, что при $\nabla^2 H = 0$, т. е. при отсутствии ложбины, фронт существовать не может, то же и при $\partial T/\partial n = 0$, что не учитывает, в частности, функция (11.38). Имеются и другие способы учета перечисленных выше особенностей структуры полей метеорологических величин в области фронта. Все они, однако, не дают возможность диагностировать наличие и положение линий фронтов с такой точностью, которую обеспечивает метод синоптического анализа. Поэтому требуется проведение дополнительных исследований с привлечением, в частности, данных о трехмерной структуре фронтальных разделов.

ГЛАВА 12. ВЫСОТНЫЕ ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

12.1. Высотные фронтальные зоны

Высотной фронтальной зоной (ВФЗ) называется переходная область между высоким теплым антициклоном (гребнем) и высоким холодным циклоном (ложбиной) в свободной атмосфере. Для ВФЗ характерны повышенные значения горизонтальных градиентов температуры и давления. Поэтому на картах абсолютной и относительной топографии ВФЗ представляет собой область сгущения изогипс (рис. 12.1).

В области ВФЗ сосредоточена большая часть кинетической энергии среднего движения тропосферы и нижней стратосферы, происходят наиболее значительные изменения атмосферного давления, возникают подвижные барические образования, происходит обмен воздухом между тропосферой и стратосферой. Закономерности эволюции ВФЗ используются при составлении прогнозов погоды на различные сроки. С ВФЗ связаны сильные воздушные потоки в верхней тропосфере и нижней стратосфере — струйные течения, оказывающие существенное влияние на работу авиации и воздухоплавательных средств, а также определяющие условия распространения продуктов вулканических извержений и различных примесей.

Центральная изогипса ВФЗ называется *осевой изогипсой*. Часть ВФЗ, обращенную в сторону низкого давления, принято называть *циклонической периферией ВФЗ*, а часть ВФЗ, обращенную в сторону высокого давления — *антициклонической*. Границей раздела между циклонической и антициклонической перифериями ВФЗ является осевая изогипса. Понятие циклонической и антициклонической периферии ВФЗ ни в коей мере не связано с характе-

ром кривизны изогипс. Поэтому на циклонической периферии ВФЗ может быть антициклоническая кривизна изогипс (например, в ВФЗ, огибающей высотный гребень) и, наоборот, на антициклонической периферии — циклоническая кривизна изогипс.

Та часть ВФЗ, где вдоль потока наблюдается сходимость изогипс, называется *входом*, а та часть ВФЗ, где наблюдается расходимость изогипс, — *дельтой ВФЗ*.

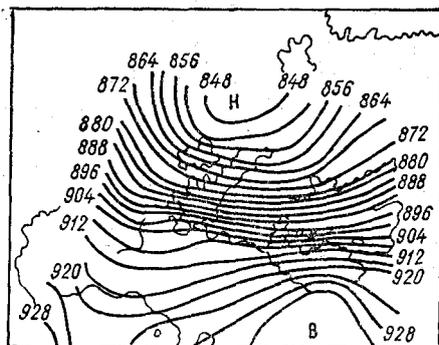


Рис. 12.1. Высотная фронтальная зона на карте АТ₃₀₀.

В пределах ВФЗ, образованных тропосферными высокими циклонами и антициклонами, всегда находятся один или несколько фронтальных разделов. В соответствии с типом главного фронта в северном полушарии различают *арктические ВФЗ* (ВФЗ арктических фронтов) и *ВФЗ умеренных широт* (ВФЗ полярных фронтов или фронтов умеренных широт). При этом в северном полушарии выделяют два типа ВФЗ умеренных широт:

северные ВФЗ умеренных широт и южные ВФЗ умеренных широт. Кроме того, выделяют *субтропические ВФЗ*, образующиеся на северной периферии высоких субтропических антициклонов. Фронтальные разделы в области этих ВФЗ обычно не обнаруживаются. ВФЗ имеются и в стратосфере, где их образование связано со стратосферными циклонами и антициклонами, и в более высоких слоях атмосферы.

Возникновение ВФЗ может быть связано с наличием в северном полушарии трех отличных по своему радиационному балансу широтных зон, в пределах которых формируются воздушные массы основных географических типов. На границах этих зон возникают главные фронтальные разделы и ВФЗ как переходные зоны между теплыми и холодными воздушными массами.

Сближение в свободной атмосфере теплых и холодных воздушных масс, приводящее к возникновению ВФЗ, может быть также обусловлено разными скоростями зонального перемещения ложбин и гребней в различных широтных зонах. Из известной формулы Россби

$$C = U - \beta L^2 / 4\pi^2,$$

где C — скорость смещения волны, L — длина волны, β — изменение параметра Кориолиса с широтой, U — скорость зонального потока, следует, что при различных длинах волн в северных и южных широтах и одинаковых скоростях зонального переноса суще-

ствовавшее в начальный момент совпадение фаз должно нарушиться. Это же произойдет и в том случае, если длины волн в высоких и низких широтах одинаковы, но различны скорости зонального переноса.

Таким образом, в некоторый момент времени ложбине в высоких широтах будет соответствовать в низких широтах гребень. В результате возникает сходимостъ воздушных течений, приводящая к обострению горизонтальных контрастов температуры, т. е. к образованию ВФЗ. В пределах некоторого широтного пояса может возникнуть несколько областей сходимости, которые могут слиться в единую ВФЗ, опоясывающую все полушарие или большую его часть. Такую систему ВФЗ принято называть *планетарной высотной фронтальной зоной (ПВФЗ)*.

Установлено, что в тропосфере северного полушария во все сезоны существует четыре типа ПВФЗ, которые с учетом преобладающего широтного положения и установившейся терминологии носят следующие названия (с севера на юг): арктическая, северная умеренных широт, южная умеренных широт и субтропическая. Модель тропосферы с четырьмя ПВФЗ и соответственно с четырьмя планетарными струйными течениями следует рассматривать как некоторое «исходное» состояние, на основе которого формируются реальные тропосферные циркуляционные механизмы. В связи с преобразованием тропосферных термобарических полей постоянно происходят процессы образования ПВФЗ и планетарных струйных течений смешанного типа (как следствие слияния смежных планетарных высотных фронтальных зон различных типов), а также их расщепление на первоначальные компоненты. Поэтому на одном меридиане, как правило, не удастся обнаружить одновременно все четыре ПВФЗ; обычно их три, причем одна из них, естественно, смешанного типа. Могут наблюдаться и только две ПВФЗ.

Система тропосферных фронтальных зон северного полушария во все сезоны состоит из двух подсистем. Это хорошо заметно по взаимному положению осей фронтальных зон на рис. 12.2 и 12.3, где показана система фронтальных зон зимой и летом. В первую (северную) систему ПВФЗ входят арктическая ПВФЗ и северная ПВФЗ умеренных широт, а во вторую (южную) — южная ПВФЗ умеренных широт и субтропическая ПВФЗ. Этот вывод подтверждается данными табл. 12.1. Среднее по полушарию расстояние между двумя северными фронтальными зонами и двумя южными существенно меньше, чем между северной и южной фронтальными зонами умеренных широт.

В среднем по полушарию северная и южная ПВФЗ умеренных широт зимой сливаются между собой примерно в 2,5 раза реже, чем фронтальные зоны, входящие в одну и ту же подсистему, а летом — почти в 3,5 раза. Таким образом, ПВФЗ чаще всего взаимодействуют в пределах одной подсистемы. Одним из следствий та-

кого взаимодействия в северной подсистеме является распад арктической ПВФЗ на несколько ветвей, в подавляющем большинстве

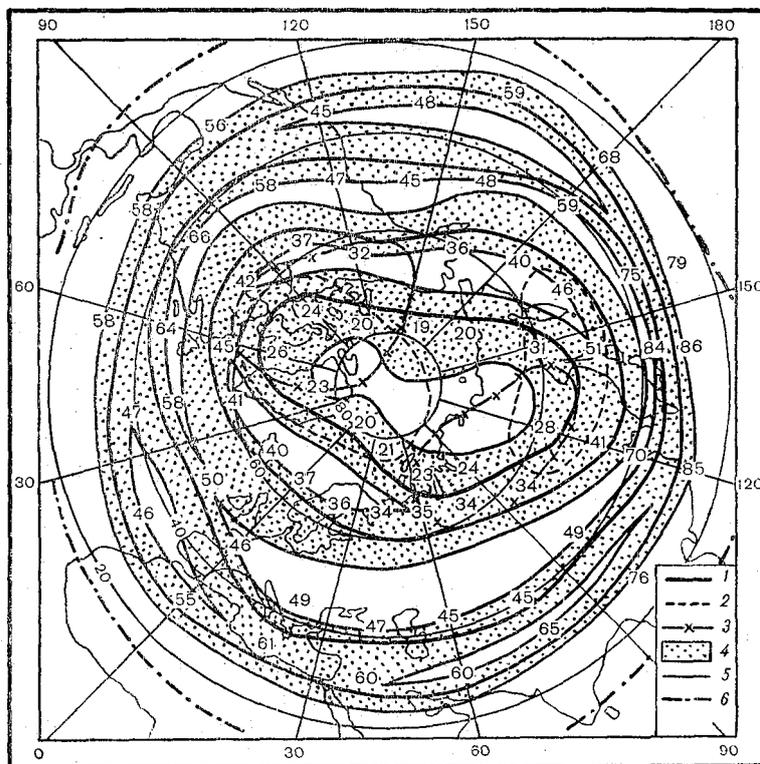


Рис. 12.2. Система тропосферных ПВФЗ зимой. По В. И. Воробьеву.

1 — среднее положение осей ПВФЗ; 2 и 3 — два варианта среднего положения оси арктической ПВФЗ при ее распаде на две циркуляционные ячейки; 4 — области вероятных (50%) положений осей ПВФЗ, 5 — их границы; 6 — положение линий раздела между западной и восточной циркуляциями на изобарической поверхности 200 гПа в январе (по В. Р. Дубенцову); цифры — средняя интенсивность ПВФЗ (м/с) на меридианах, кратных 20° долготы (для арктической ПВФЗ — кратных 30° долготы).

случаев на две замкнутые ветви. Два наиболее часто встречающихся варианта последних показаны на рис. 12.2 и 12.3. Зимой арктическая фронтальная зона представлена в виде двух ветвей в 55% случаев, а летом — в 47%.

Другим следствием взаимодействия ПВФЗ является появление обширных областей конвергенции южной ПВФЗ умеренных широт и субтропической ПВФЗ, в результате чего возникают очень сильные струйные течения смешанного типа. Возникновение зон конвергенции связано с оппозиционным расположением гребней и

ложбин ПВФЗ высоких и умеренных широт, с одной стороны, и субтропической фронтальной зоны — с другой.

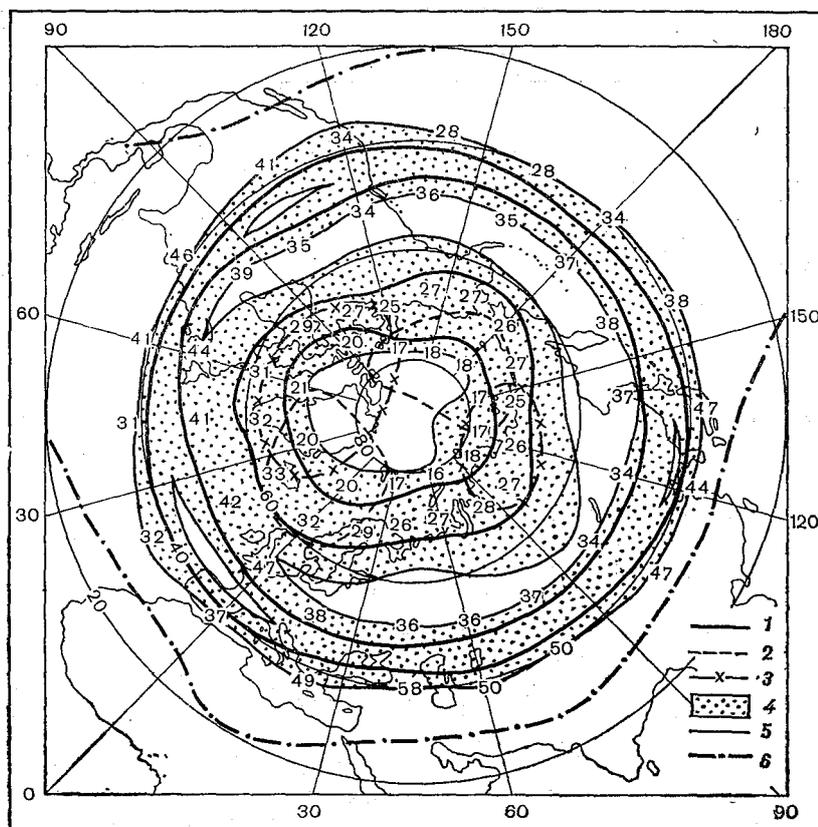


Рис. 12.3. Система тропосферных ПВФЗ летом. По В. И. Воробьеву.

Усл. обозначения см. рис. 12.2.

При переходе от одного типа ПВФЗ к другому во все сезоны с севера на юг в среднем по полушарию уменьшается внутрисезонная изменчивость положения осей, сокращается ширина зоны с вероятностью попадания 80 %, возрастает средняя интенсивность и повторяемость ветров со скоростью $V \geq 30$ м/с и $V \geq 60$ м/с. Установлена существующая во все сезоны синхронная обратная корреляционная зависимость между положением и интенсивностью ПВФЗ высоких и умеренных широт и, наоборот, прямая для субтропической ПВФЗ.

Таблица 12.1

Осредненные по полушарию характеристики ПВФЗ

Тип ПВФЗ	Положение			Интенсивность				
	$\bar{\varphi}$	$\bar{\sigma}_{\varphi}$	$\bar{\Delta l}$	\bar{V}	$\bar{\sigma}_V$	\bar{P}_{30}	\bar{P}_{60}	$\bar{r}(\varphi, V)$
Зима								
Арктическая	68,3	11,8	29,4	18,9	9,4	13,4	0,5	-0,35
Северная умеренных широт	56,0	8,8	17,2	35,6	13,8	61,8	7,1	-0,33
Южная умеренных широт	39,3	6,2	15,0	45,9	15,8	83,5	20,1	-0,28
Субтропическая	29,7	3,8	10,0	62,3	17,9	95,8	48,0	0,10
Лето								
Арктическая	73,0	11,0	27,4	14,6	6,5	3,9	0,4	-0,38
Северная умеренных широт	64,2	9,4	22,6	27,5	11,1	39,6	1,0	-0,29
Южная умеренных широт	47,9	6,4	16,0	29,9	10,9	47,4	1,4	-0,19
Субтропическая	41,3	4,1	11,0	44,0	11,8	75,7	8,5	0,11

Примечание. $\bar{\varphi}$ — среднее по полушарию положение оси ПВФЗ (градус широты); $\bar{\Delta l}$ — средняя ширина зоны, вероятность попадания в которую равна 80 % (градус широты); \bar{P}_{30} и \bar{P}_{60} — вероятность скорости ветра на оси планетарного струйного течения $V \geq 30$ м/с и $V \geq 60$ м/с соответственно (%); $\bar{r}(\varphi, V)$ — среднее значение коэффициента корреляции между положением и интенсивностью ПВФЗ.

От зимы к лету происходят существенные изменения положения и интенсивности всех ПВФЗ (рис. 12.4). Все они в среднем от зимы к лету смещаются в северном направлении и уменьшают свою интенсивность. Наибольшие смещения ПВФЗ высоких и умеренных широт, сопровождающиеся значительным ослаблением их интенсивности, происходят у восточных побережий материков. У западных побережий материков, наоборот, эти сезонные изменения минимальны. Таким образом, сезонный ход изменения положения и интенсивности ПВФЗ высоких и умеренных широт может быть приближенно представлен в виде стоячей волны с узлами вблизи западных побережий материков и с пучностями над восточными. Сезонные изменения положения субтропической фронтальной зоны, а в некоторой степени и интенсивности носят обратный характер.

Проводя сравнительный анализ параметров ПВФЗ и их сезонных изменений, нетрудно заметить принципиальные различия в режимах субтропической ПВФЗ и ПВФЗ высоких и умеренных широт. Эти различия проявляются в расположении ложбин и гребней, в характере связи между положением и интенсивностью, в характере сезонных изменений этих параметров. Все это можно рас-

смаивать как одно из доказательств различной природы образования субтропической ПВФЗ и ПВФЗ высоких и умеренных широт.

На рис. 12.5 представлено распределение горизонтальных градиентов температуры зимой на изобарических поверхностях 700,

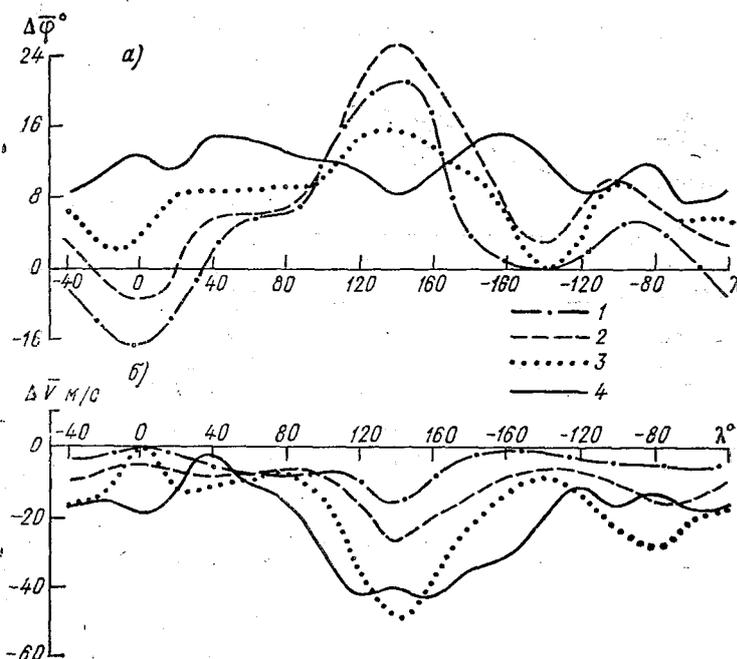


Рис. 12.4. Изменение положения (а) и интенсивности (б) тропосферных ПВФЗ от зимы к лету. По В. И. Воробьеву.

ПВФЗ: 1 — арктическая, 2 — северная умеренных широт, 3 — южная умеренных широт, 4 — субтропическая.

500, 300 и 200 гПа относительно положения осевой изогипсы ВФЗ на поверхности 300 гПа.

Максимальные контрасты температуры в пределах ВФЗ наблюдаются в средней тропосфере, вблизи изобарической поверхности 500 гПа под осевой изогипсой ВФЗ, там, где эту поверхность пересекает фронтальный раздел. На поверхности 300 гПа вблизи осевой изогипсы ВФЗ горизонтальные градиенты температуры почти в 2 раза меньше, чем на поверхности 500 гПа. Весьма характерна несимметричность распределения горизонтальных градиентов температуры на этой поверхности: на равном удалении от осевой изогипсы ВФЗ горизонтальные градиенты температуры на циклонической периферии значительно больше, чем на антициклонической. Это явление связано с тем, что фронтальный раздел, находящийся

в пределах ВФЗ, пересекает поверхность 300 гПа на ее циклонической периферии.

Среднее распределение градиентов температуры на поверхности 200 гПа резко отличается от распределения градиентов температуры на нижележащих изобарических поверхностях. Температура на поверхности 200 гПа повышается с юга на север. Наибольший отрицательный горизонтальный градиент температуры отмечается на антициклонической периферии ВФЗ.

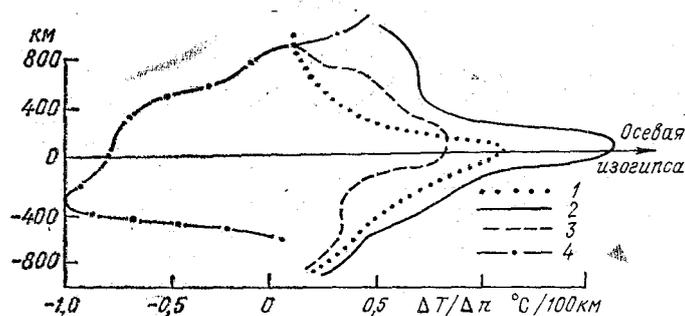


Рис. 12.5. Распределение средних горизонтальных градиентов температуры на изобарических поверхностях 700 (1), 500 (2), 300 (3) и 200 (4) гПа относительно осевой изогипсы ВФЗ умеренных широт. По В. И. Воробьеву.

Данные, приведенные на рис. 12.5, показывают, что в ВФЗ на всех тропосферных уровнях наблюдается хорошо выраженный максимум горизонтальных градиентов температуры, а следовательно, и максимум скорости ветра. С другой стороны, скорость ветра в области ВФЗ в пределах тропосферы возрастает с высотой, так как горизонтальные градиенты на изобарических поверхностях 700, 500, 300 гПа имеют одинаковое направление. Поскольку на уровне 200 гПа горизонтальные градиенты температуры имеют направление, обратное тропосферному, максимум скорости ветра в умеренных широтах при его изменении с высотой находится обычно в среднем между изобарическими поверхностями 300 и 200 гПа.

Таким образом, характер распределения температуры в области ВФЗ таков, что создаются условия для возникновения сильного воздушного потока над областью наибольших горизонтальных градиентов температуры тропосферы с максимумом скорости вблизи тропопаузы. Этот воздушный поток, генетически связанный с ВФЗ, получил название струйного течения.

12.2. Струйные течения

Согласно определению аэрологической комиссии Всемирной метеорологической организации, *струйное течение* — это «сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере»

или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости». Недостатком этого определения является отсутствие указаний на связь струйных течений с высотными фронтальными зонами¹ и на возможность их образования не только в тропо- и стратосфере, но и в более высоких слоях атмосферы.

Аэрологическая комиссия ВМО в дополнение к цитированному выше определению струйного течения для оперативных целей рекомендовала следующие критерии: «Обычно струйное течение распространяется на тысячи километров в длину, сотни — в ширину и несколько километров в толщину. Вертикальный сдвиг достигает 10 м/с на 1 км, а боковой — 10 м/с на 100 км. Нижний предел скорости ветра вдоль оси струйного течения выбран произвольно и равен 30 м/с».

Введение нижнего предела скорости ветра на оси струйного течения привело к тому, что во многих исследованиях струйных течений этот критерий использовался как основной и на нем основывался отбор материалов, включаемых в обработку. В то же время забывалось, что главным признаком струйного течения является специфический характер поля ветра, определяемый наличием на некоторой высоте максимума скорости, во все стороны от которого скорость убывает. Очевидно, что сама физическая природа явления исключает необходимость введения ограничений максимума скорости ветра на оси струйного течения. Введение для сугубо практических целей нижнего предела значения скорости на оси струйного течения вызывает ошибочное представление, что воздушные потоки со скоростью менее 30 м/с не могут иметь характера струйных течений. Более того, струйные течения нередко отождествляются с зонами скорости ветра более 30 м/с.

В работах о струйных течениях наряду с общепринятой используется специфическая терминология, вводятся новые понятия.

Осью струйного течения называется линия тока с максимальной скоростью ветра в пределах данной ВФЗ, а *горизонтальной осью струйного течения* или осью на данном уровне (на изобарической поверхности) — линия, соединяющая точки с максимальной скоростью ветра на фиксированном уровне или на определенной изобарической поверхности в пределах данной ВФЗ. По определению, горизонтальная ось струйного течения также является линией тока на выбранном уровне.

За положительное направление оси струйного течения принимается такое, при котором слева остается низкое давление, а справа — высокое.

Циклоническая периферия струйного течения — часть струйного течения, расположенная слева от поверхности, проходящей через

¹ Понятие ВФЗ (ПВФЗ) используется только в СССР, в других странах этот термин не применяют (*Прим. ред.*)

горизонтальные оси струйного течения на всех уровнях, т. е. часть струйного течения, обращенная в сторону низкого давления. *Антициклоническая периферия* струйного течения — часть струйного течения, расположенная справа от поверхности, проходящей через горизонтальные оси струйного течения на всех уровнях, т. е. часть струйного течения, обращенная в сторону высокого давления.

Интенсивность струйного течения в данном пункте или районе оценивается значением скорости ветра на оси струйного течения или, если речь идет об интенсивности струйного течения на данном уровне, значением скорости ветра на горизонтальной оси.

Основой для классификации струйных течений могут служить характеристики высотных фронтальных зон, в пределах которых они образуются. С учетом этих характеристик все струйные течения можно объединить в три группы: струйные течения тропосферных ВФЗ, струйные течения стратосферных ВФЗ и струйные течения ВФЗ высоких слоев атмосферы. В первую группу ВФЗ входят струйные течения высоких и умеренных широт, связанные с тропосферными ВФЗ и главными фронтальными разделами, и субтропические тропосферные струйные течения.

Арктические струйные течения (струйные течения арктических фронтов) обладают большой подвижностью и изменчивостью интенсивности. Их оси находятся на высотах 6—8 км. Интенсивность арктических струйных течений в среднем невелика, хотя в отдельных случаях максимальные скорости ветра могут достигать 50—60 м/с.

Струйные течения умеренных широт (струйные течения фронтов умеренных широт), так же как и арктические струйные течения, отличаются большой изменчивостью положения и интенсивности. Оси этих течений располагаются на высотах 8—11 км. Средняя интенсивность этих струйных течений больше, чем арктических. Максимальные скорости ветра нередко достигают зимой 80—100 м/с, а иногда 120—130 м/с. Летом максимальные скорости ветра меньше, чем зимой, но нередко превышают 60—70 м/с. Наиболее интенсивны струйные течения умеренных широт зимой у восточных побережий Северной Америки и Азии.

Субтропические струйные течения прослеживаются, особенно зимой, в виде почти непрерывного пояса сильных западных ветров вдоль северной периферии субтропических антициклонов. Оси этих течений обычно находятся на высотах 11—13 км, хотя иногда встречаются субтропические струйные течения с высотой оси 15—16 км. Подвижность субтропических струйных течений в среднем меньше, чем струйных течений высоких и умеренных широт. Однако при мощных выносах тропического воздуха в высокие широты субтропическое струйное течение может продвинуться до 55—60° с. ш. Максимальные скорости ветра зимой часто достигают 120—130 м/с, а у восточного побережья материков 140—160 м/с. Отмечались случаи, когда у восточных берегов Азии

интенсивность субтропических струйных течений достигала 180—200 м/с.

В среднем интенсивность тропосферных струйных течений зимой в 1,3—1,5 раза больше, чем летом. От зимы к лету тропосферные струйные течения всех типов смещаются к северу, причем наиболее сильно меняется среднее положение субтропических струйных течений (с 30 до 41° с. ш.) и наименее значительно — арктических (с 68 до 73° с. ш.).

Стратосферные струйные течения, преимущественно западного направления, наблюдаются зимой на всех широтах. Они связаны со стратосферными ВФЗ, которые могут возникать или в результате вертикального развития тропосферных ВФЗ, или как самостоятельные стратосферные образования. Летом повторяемость стратосферных струйных течений существенно уменьшается, что связано с появлением на высоких уровнях (18 км и более) восточных ветров, редко имеющих характер струйного течения.

Сравнительно устойчивое стратосферное струйное течение зимой обнаруживается в субполярной области. Его обычно называют **струйным течением «на краю полярной ночи»**. Оно образуется в зоне больших горизонтальных контрастов температуры, которые возникают между приполюсной областью с непрерывной полярной ночью и той частью атмосферы, где продолжается обычная смена дня и ночи. Ось этого струйного течения находится на высотах около 60 км, где средняя скорость ветра достигает 80—100 м/с.

Струйное течение восточного направления образуется летом на южной периферии планетарного стратосферного антициклонического вихря. Оно расположено в среднем на широте 45° с осью на высоте примерно 60 км. Его интенсивность определяется средней скоростью ветра на оси около 60 м/с. Ось этого струйного течения, так же как и струйного течения «на краю полярной ночи», находится выше стратосферы, в мезосфере, поэтому, хотя общепринято называть оба эти течения стратосферными, строго говоря, их следует отнести к струйным течениям ВФЗ высоких слоев атмосферы.

К числу стратосферных струйных течений относятся **экваториальные струйные течения**, оси которых находятся на высотах 25—30 км. Они располагаются вблизи экватора, не удаляясь от него более чем на 15—20° широты. В северном полушарии экваториальные струйные течения наиболее интенсивны летом, когда они находятся на большом удалении от экватора. Режим экваториальных струйных течений отличается неустойчивостью; большое влияние на него оказывает квазидвухлетняя цикличность в циркуляции атмосферы, наиболее четко проявляющаяся в стратосфере экваториальных районов. До недавнего времени считалось, что стратосферные экваториальные струйные течения всегда имеют восточное направление. Однако наблюдения последних лет показали, что экваториальные струйные течения меняют в квазидвух-

летнем цикле свое направление с восточного на западное и наоборот.



Рис. 12.6. Повторяемость (%) осей тропосферных струйных течений (без ограничения скорости на оси) в равновеликих квадратах $5 \times 5^\circ$ экватора зимой. По В. И. Воробьеву.

Точками выделены зоны с повторяемостью $\geq 50\%$.

Сезонные и географические особенности распределения струйных течений в северном полушарии рассмотрим с помощью карт повторяемости их осей в равновеликих квадратах $5 \times 5^\circ$ экватора. По методике построения и интерпретации они аналогичны картам повторяемости центров циклонов и антициклонов, которые принято называть картами повторяемости циклонов и антициклонов. Поэтому в дальнейшем изложении карты, приведенные на рис. 12.6—12.9, будем называть картами повторяемости струйных течений,

а под повторяемостью струйных течений будем понимать повторяемость осей струйных течений.

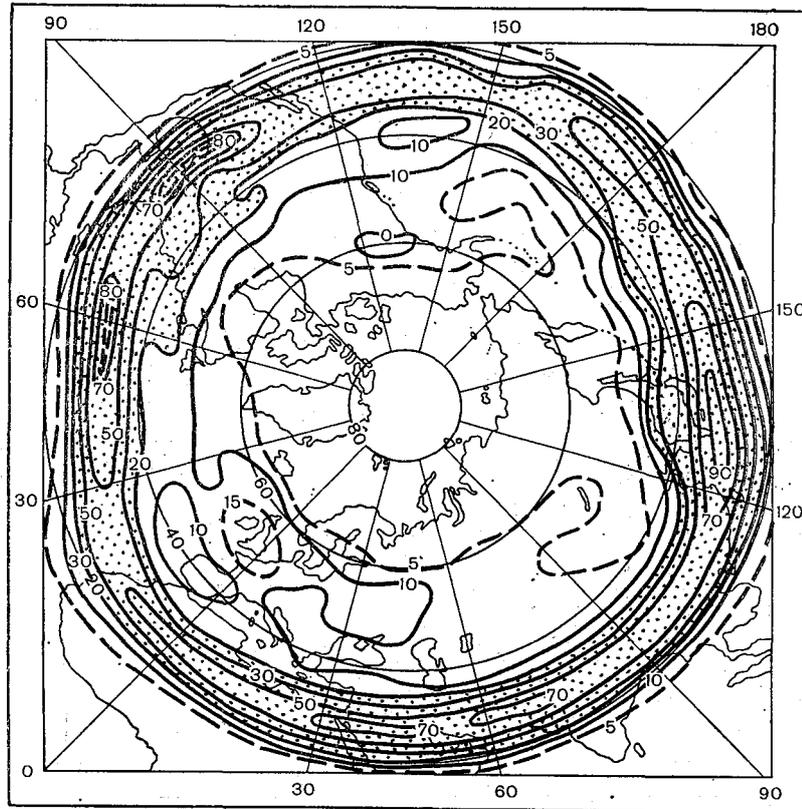


Рис. 12.7. Повторяемость (%) осей тропосферных струйных течений в равновеликих квадратах $5 \times 5^\circ$ экватора с интенсивностью 60 м/с и более зимой. По В. И. Воробьеву.

Точками выделены зоны с повторяемостью $\geq 20\%$.

Заметим, что повторяемость струйных течений является величиной относительной, так как она зависит от размеров равновеликих площадей. Однако значения повторяемости в различных регионах северного полушария полностью сопоставимы друг с другом. Таким образом можно не только выделить зоны с наибольшей и наименьшей повторяемостью струйных течений, но и установить количественные соотношения повторяемости в различных районах.

Основной особенностью распределения тропосферных струйных течений в северном полушарии зимой является наличие вытянутых

в общем широтном направлении двух зон повышенных значений их повторяемости (см. рис. 12.6). Северная зона повышенной по-

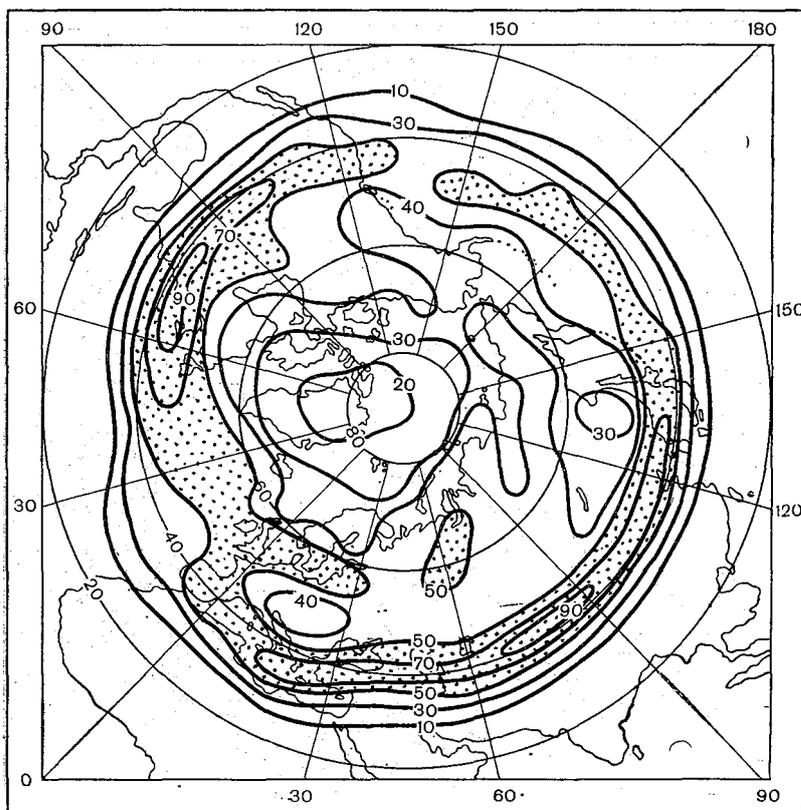


Рис. 12.8. Повторяемость (%) осей тропосферных струйных течений (без ограничений скорости на оси) в равновеликих квадратах $5 \times 5^\circ$ экватора летом. По В. И. Воробьеву.

Точками выделены зоны с повторяемостью $\geq 50\%$.

вторяемости струйных течений испытывает значительные волновые изгибы в соответствии с положением высотных климатологических ложбин и гребней умеренных широт. Над Японским морем она сливается с южной зоной повышенной повторяемости струйных течений. Восточнее Японских островов обе зоны повышенной повторяемости струйных течений снова существуют раздельно. У восточного побережья Северной Америки северная зона вновь сближается с южной зоной повышенной повторяемости струйных течений, но, судя по конфигурации изолиний равной повторяемо-

сти в этом районе, сближение не столь значительно, как у восточного побережья Азии.

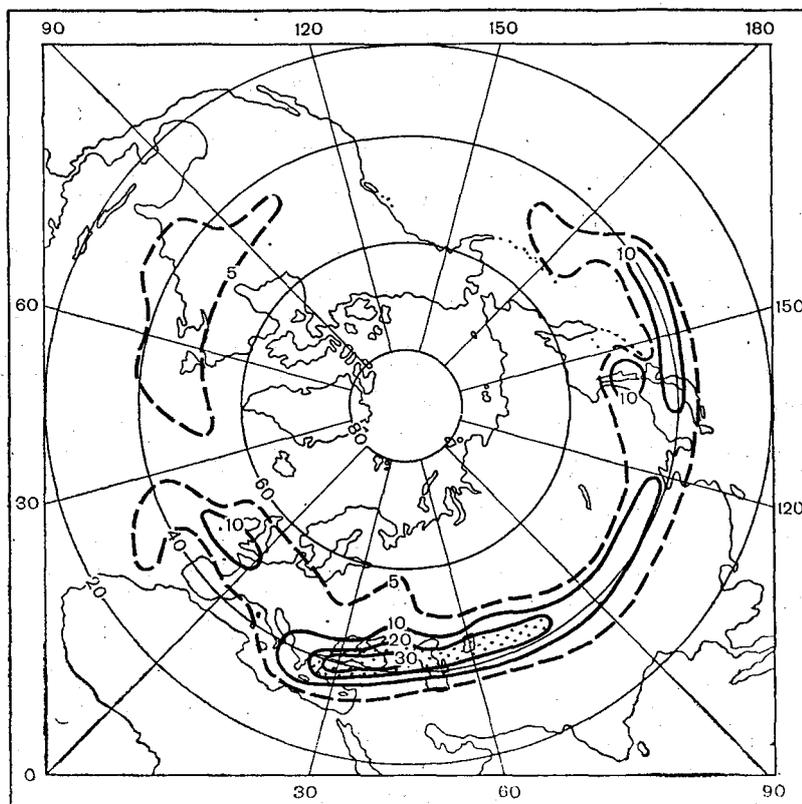


Рис. 12.9. Повторяемость (%) осей тропосферных струйных течений в равно-
великих квадратах $5 \times 5^\circ$ экватора с интенсивностью 60 м/с и более летом. По
В. И. Воробьеву.

Точками выделены зоны с повторяемостью $\geq 20\%$.

Таким образом, у восточных берегов материков северная зона повышенной повторяемости струйных течений располагается в более низких широтах, чем у западных побережий. Если над Японией и восточными районами США центральная часть северной зоны повышенной повторяемости струйных течений находится примерно на широте 40° , то у западных берегов материков — на широте $55-60^\circ$.

Южная зона повышенной повторяемости струйных течений в противоположность северной смещена в более высокие широты у восточных побережий материков. В этих районах обе зоны макси-

мальной повторяемости сближаются наиболее сильно и по существу образуют единые области с повторяемостью струйных течений в центральных их частях, достигающей 100 % у восточного побережья Азии и превышающей 90 % у восточного побережья Северной Америки. Здесь же наиболее высока повторяемость очень сильных струйных течений со скоростью ветра ≥ 60 м/с (см. рис. 12.7):

В пределах южной зоны максимальной повторяемости струйных течений почти повсеместно повторяемость превышает 50 %, но в восточных частях океанов область, ограниченная этой изолинией, имеет разрывы.

В летнее время года, так же как и зимой, можно выделить две зоны повышенной повторяемости тропосферных струйных течений, опоясывающих все северное полушарие (см. рис. 12.8). Южная зона повышенной повторяемости струйных течений проходит почти зонально немного севернее широтного круга 40° . Она несколько смещена к северу над центральными районами океанов и к югу у берегов континентов. Область с повторяемостью более 50 % претерпевает разрыв у западного побережья Северной Америки и, надо полагать, у западных берегов Европы, где разрыв маскируется слиянием с северной зоной повышенной повторяемости струйных течений. Южная зона повышенной повторяемости струйных течений от зимы к лету смещается к северу на $12-15^\circ$.

Зимний максимум повторяемости струйных течений, находившийся у восточного побережья Азии и над прилегающей акваторией Тихого океана, летом полностью смещается на континент Евразия. Область с повторяемостью струйных течений более 80 % в виде узкой полосы проходит с Балканского полуострова на юг Черного моря, Кавказ, Среднюю Азию и далее вдоль северной границы Тибетского плато почти до Тихоокеанского побережья Азии. В пределах этой области находится единственный во всем северном полушарии очаг с повторяемостью струйных течений большой интенсивности (≥ 60 м/с) более 20 % (см. рис. 12.9).

Северная зона повышенной повторяемости струйных течений вблизи Британских островов и над Северным морем от зимы к лету не меняет своего положения. Далее к востоку она находится несколько севернее, чем зимой, а над Западно-Сибирской низменностью раздваивается.

В отличие от зимнего сезона северная зона повышенной повторяемости струйных течений летом не сливается с южной у восточного побережья Азии, что связано с особенностями сезонной перестройки высотного термобарического поля в этом районе.

Так же как и зимой, наиболее интенсивные струйные течения значительно чаще наблюдаются в пределах южной зоны повышенной их повторяемости, чем северной (см. рис. 12.9). При этом, если зимой основные максимумы повторяемости струйных течений с интенсивностью 60 м/с и более находились у восточных побережий

материков, то летом основной максимум наблюдается над материком Евразия.

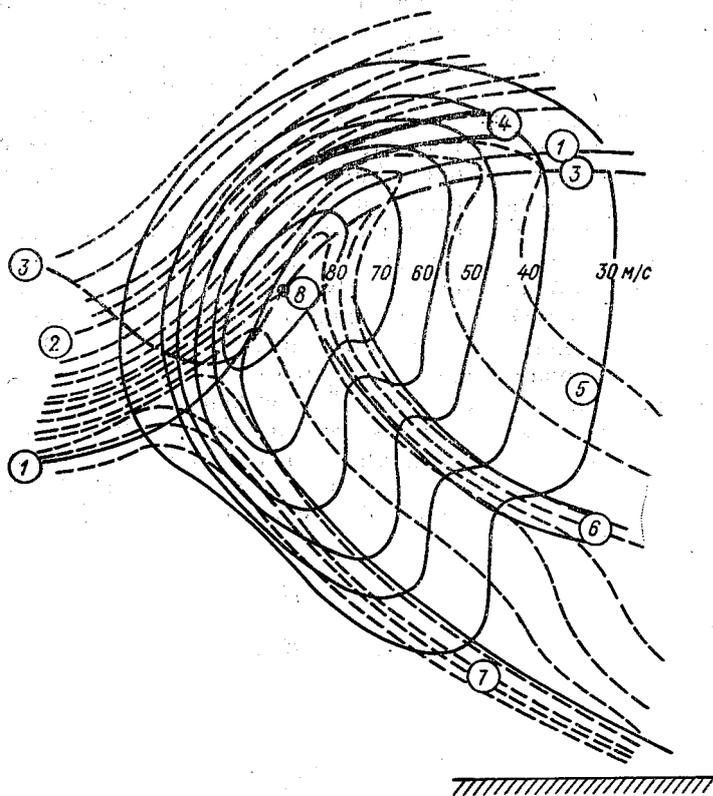


Рис. 12.10. Схема вертикальной структуры струйного течения умеренных широт.
1 — тропопауза; 2 — изэнтропы (линии равных значений потенциальной температуры); 3 — уровень максимальной скорости ветра; 4 — верхний надструйный фронт; 5 — изотахи в м/с; 6 — верхний подструйный фронт; 7 — главный фронт ВФЗ; 8 — ось струйного течения.

Таким образом, как зимой, так и летом в северном полушарии существуют две основные планетарные зоны повышенной повторяемости тропосферных струйных течений, соответствующие двум подсистемам тропосферных ПВФЗ. Смещение этих зон к северу от зимы к лету сопровождается изменением положения и интенсивности очагов максимальной повторяемости струйных течений, находящихся в их пределах.

На рис. 12.10 дан схематический вертикальный разрез струйного течения умеренных широт, который показывает весьма сложную структуру атмосферы в области струйного течения. Тропопауза в этой области имеет или большой наклон (что чаще харак-

терно для струйных течений высоких широт) или даже разрыв (что типично для струйных течений субтропических широт). В умеренных широтах возможен как большой наклон тропопаузы, так и ее разрыв. Чем интенсивнее струйное течение, тем вероятнее разрыв тропопаузы. Ось струйного течения обычно находится ниже высокой и холодной тропопаузы антициклонической периферии струйного течения и выше низкой и теплой тропопаузы циклонической периферии, причем в области струйного течения на сравнительно большом расстоянии (до 500 км) могут одновременно наблюдаться обе тропопаузы (при ее разрыве).

Ось струйного течения в умеренных широтах обычно располагается вблизи уровня выравнивания температуры теплого и холодного воздуха по обе стороны оси ВФЗ, с которой связано струйное течение. Таким образом, ось струйного течения находится приблизительно на уровне пересечения двух кривых стратификации в пунктах зондирования слева и справа от нее.

Если обозначить через T_{01} и T_{02} температуры соответственно теплой и холодной воздушных масс у земли, а через γ_1 и γ_2 — соответствующие средние вертикальные градиенты в этих воздушных массах до высоты точки пересечения кривых стратификации H_m , то температура в этой точке T_m определяется по двум соотношениям

$$T_m = T_{01} - \gamma_1 H_m,$$

$$T_m = T_{02} - \gamma_2 H_m,$$

откуда

$$H_m = \frac{T_{01} - T_{02}}{\gamma_1 - \gamma_2}. \quad (12.1)$$

Чтобы избежать погрешности вычисления H_m , вызываемой нарушением линейного понижения температуры с высотой вследствие образования приземных инверсий в ночное время, целесообразнее использовать такую формулу:

$$H_m = H_{850} + \frac{T'_{850} - T''_{850}}{\gamma_1 - \gamma_2}, \quad (12.2)$$

где H_{850} — геопотенциал изобарической поверхности 850 гПа в точке под осью ВФЗ на карте АТ₃₀₀; T'_{850} и T''_{850} — температуры на изобарической поверхности 850 гПа соответственно справа и слева от этой точки на расстоянии 300—500 км по нормали к оси ВФЗ; γ_1 и γ_2 — средние вертикальные градиенты на таком же расстоянии справа и слева от той же точки в слое 850—300 гПа. В тех случаях, когда предпочтительнее знать не высоту выравни-

вания температур, а давление на этом уровне, удобнее пользоваться другой формулой, так же как (12.1) и (12.2), предложенной Н. В. Петренко:

$$\lg p_m = 2,699 - 0,296 \frac{(H'_{300} - H''_{300}) - (H'_{500} - H''_{500})}{T'_{500} - T''_{500}}, \quad (12.3)$$

где H'_{300} и H''_{300} (H'_{500} и H''_{500}) — геопотенциал (гп. дам) изобарической поверхности 300 гПа (500 гПа) соответственно в теплом и холодном воздухе; T'_{500} — температура теплого воздуха и T''_{500} — температура холодного воздуха на изобарической поверхности 500 гПа. Эта формула пригодна для вычисления давления на оси струйного течения, если она расположена вблизи изобарической поверхности 300 гПа с отклонением не более чем ± 50 гПа.

Поверхность максимального ветра — поверхность, проходящая через точки с максимальной скоростью, — расположена наиболее низко, образуя «желоб минимальных высот», вблизи оси струйного течения на его циклонической периферии. В струйных течениях умеренных широт в пределах изотахи 30 м/с изменения высоты поверхности максимального ветра не превосходят 1 км. В субтропических струйных течениях на антициклонической периферии превышение поверхности максимального ветра на границе струйного течения по сравнению с желобом минимальных высот обычно 1—2, а на циклонической — 0,5—1,0 км.

На рис. 12.10 показаны основной фронтальный раздел, где сосредоточены наибольшие контрасты температуры ВФЗ, с которой связано струйное течение, надструйный и подструйный фронты. На схеме хорошо заметно сгущение изолиний потенциальной температуры в зоне всех трех фронтов. Надструйный фронт не всегда обнаруживается при аэросиноптическом анализе, но когда он есть, с ним связаны большие вертикальные сдвиги ветра, определяющие появление зон болтанки (зона А, рис. 12.11). Этот фронт является переходной зоной от холодной высокой стратосферы антициклонической периферии струйного течения к теплой низкой стратосфере на циклонической периферии. Иногда надструйный фронт сопровождается плотными перисто-слоистыми облаками, но чаще облака отсутствуют.

Подструйный фронт начинается несколько ниже оси струйного течения, опускается наклонно до высоты 3—5 км и далее не прослеживается. Он часто имеет облачную систему As—Cs. С основным фронтом связана облачная система Ns—As—Cs и зоны болтанки (зоны В и С).

Характерный вертикальный профиль скорости ветра в центральной части струйных течений умеренных широт приведен на рис. 12.12, где дано среднее распределение скорости ветра относительно оси струйного течения по данным 50 зондирований над европейской частью Советского Союза (ЕЧС).

Рост скорости ветра с высотой происходит наиболее быстро в 2-километровом слое, прилегающем снизу к уровню максималь-

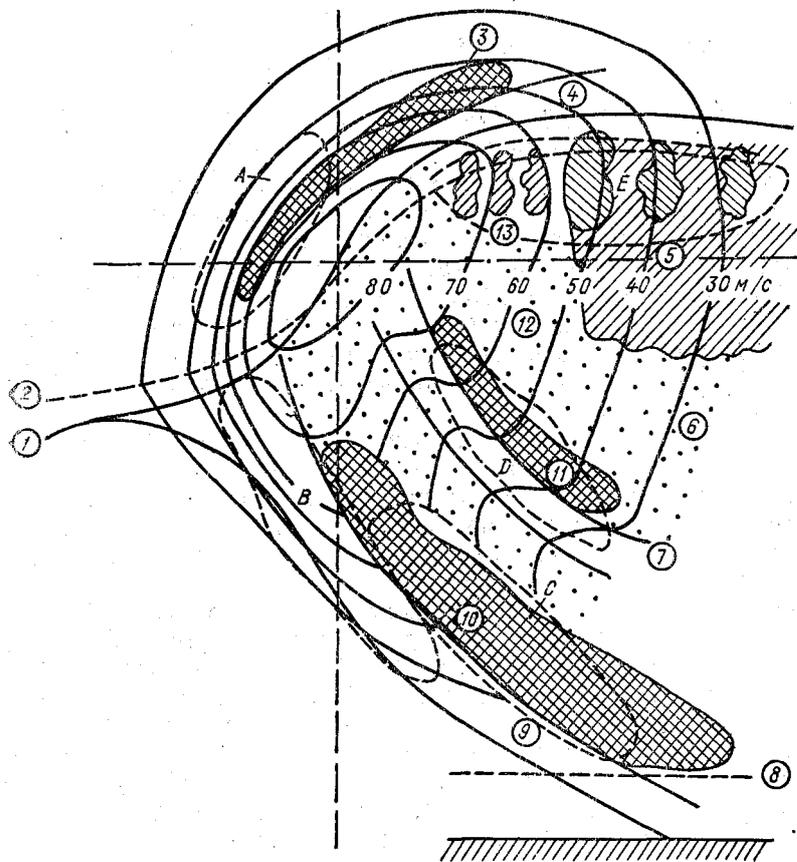


Рис. 12.11. Схема распределения облачности и зон болтанки в струйном течении умеренных широт.

1 — тропопауза; 2 — уровень максимального ветра; 3 — облачная система верхнего надструйного фронта (не всегда существует); 4 — верхний надструйный фронт; 5 — облачность с вкраплениями плотных перистых облаков; 6 — изотахи, м/с; 7 — верхний подструйный фронт; 8 — уровень конденсации; 9 — главный фронт; 10 — облачная система главного фронта; 11 — облачная система верхнего подструйного фронта; 12 — туман тропического воздуха под тропопазой; 13 — полосы перистых облаков с резкой кромкой со стороны оси струи; A, B, C, D и E — зоны болтанки в различных частях струйного течения.

ной скорости. Над ЕЧС в струйных течениях умеренных широт как зимой, так и летом вертикальные градиенты скорости ветра в среднем составляют 5—7 м/с на 1 км, а над югом СССР — до 9 м/с на 1 км. Выше оси струйного течения наиболее интенсивное убывание скорости ветра происходит в слое толщиной около 1 км,

прилегающем к уровню максимальной скорости ветра, где вертикальный градиент скорости ветра в среднем составляет 7—9 м/с на 1 км над ЕЧС и около 13 м/с над югом СССР. В очень интенсивных струйных течениях умеренных широт (60 м/с и более) вертикальные сдвиги ветра вблизи оси струйного течения могут достигать 25—30 м/с на 1 км.

В субтропических струйных течениях вертикальный сдвиг ветра под осью струйного течения составляет в среднем 13 м/с на 1 км, а над осью — 12 м/с на 1 км.

В сильных субтропических струйных течениях (более 80 м/с) вертикальные градиенты скорости ветра часто достигают 35—40 м/с на 1 км.

Горизонтальный профиль скорости ветра относительно оси струйного течения несимметричен за счет того, что горизонтальный сдвиг ветра на антициклонической периферии струйного течения меньше, чем на циклонической. Для струйных течений умеренных широт отношение этих сдвигов для ЕЧС равно 0,77, а для Западной Европы — 0,87.

Характерна ширина и вертикальная протяженность струйных течений умеренных широт в пределах изотахи 30 м/с существенно зависит от их интенсивности. Так, над Западной Европой средняя ширина струйных течений при скорости ветра на оси до 50 м/с равна примерно 800 км, а при интенсивности струйных течений более 50 м/с — 1200 км; над ЕЧС эти значения соответственно равны 750 и 950 км. Средняя вертикальная протяженность («толщина») струйных течений над ЕЧС при скорости ветра на оси до 50 м/с составляет 2,6 км, а при интенсивности струйных течений более 50 м/с — 5,6 км.

Наглядное представление о географическом положении струйных течений и некоторых важных их характеристиках дают карты максимального ветра, где нанесены сведения о скорости и направлении максимального ветра и давлении, на которой он был отмечен. По этим данным на картах проводятся изотахи и оси струйных течений. Анализ таких карт показал, что ось струйного течения не строго горизонтальна, ее высота может постепенно увеличиваться или уменьшаться на 1—2 км на протяжении 1000 км. Чем сильнее ветер на оси струйного течения, тем в среднем ниже она располагается. Наиболее низко ось струйного течения лежит в барической ложбине, а наиболее высоко — в вершине гребня.

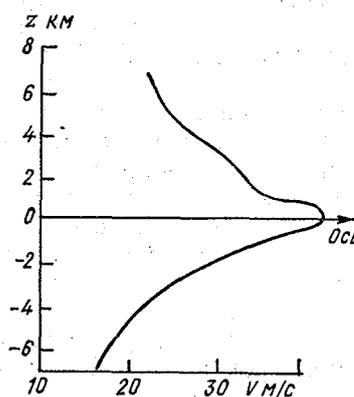


Рис. 12.12. Среднее распределение скорости ветра с высотой относительно оси струйного течения умеренных широт. По В. И. Воробьеву.

На карте максимального ветра области замкнутых изотак — подвижные максимумы скорости ветра («максимумы изотак») — как бы «нанизаны» на ось струйного течения и перемещаются вдоль нее. Положение и интенсивность этих максимумов изменчивы. Среднее время существования максимумов изотак невелико. Так, на протяжении 12 ч исчезает примерно половина максимумов, наблюдавшихся в исходный момент, а через 48 ч — около 75 %.

Одновременно с образованием струйного течения в его области возникает система поперечной циркуляции, составными частями которой являются вертикальные и поперечные (по нормали к изогипсам) движения. Характер циркуляции не только неодинаков в разных частях струйного течения, но и зависит от стадии развития струйного течения и его структуры.

Имеется хорошо выраженная зависимость между поперечной циркуляцией вокруг оси струйного течения и характером горизонтальной адвекции температуры. Если адвекция фронтогенетическая, т. е. способствует сближению изотерм, то на циклонической периферии струйного течения наблюдаются нисходящие вертикальные движения, а на антициклонической — восходящие. Таким образом, в тропосфере имеет место прямая термическая циркуляция: восходящие движения теплого воздуха и нисходящие — холодного. При фронтолитической адвекции температуры, наоборот, отмечаются восходящие движения на циклонической периферии струйного течения и нисходящие — на антициклонической периферии. Поскольку на входе ВФЗ велика вероятность фронтогенетической адвекции (сближения изотерм), то здесь чаще всего наблюдается прямая термическая циркуляция. В дельте ВФЗ, где воздушные течения дивергируют и обычно наблюдается фронтолитическая адвекция, циркуляция носит обратнотермический характер.

Скорости вертикальных движений имеют порядок сантиметров в секунду, а поперечных — метров в секунду. Эта сложная система приводит к возникновению специфической структуры облачности и некоторой трансформации типичной облачности, образовавшейся на фронтальном разделе, связанном с ВФЗ. Наиболее характерная для струйных течений облачность наблюдается в передней части высотной ложбины и тыловой части гребня, несколько реже — вблизи оси ложбины. Это облака слоистообразных форм: перисто-слоистые и высоко-слоистые. При наблюдениях с Земли и на снимках метеорологических ИСЗ (см. рис. 8.9) они обнаруживаются справа от оси струйного течения (в теплом воздухе). Слева от оси (в холодном воздухе), если развита конвекция, отмечаются облака вертикального развития: кучевые, кучево-дождевые, а также высоко-кучевые и перистые, образованные при растекании наковален. В тыловой части высотной ложбины и передней части гребня часто наблюдается подынверсионная облачность (высоко-кучевые, чечевицеобразные и перисто-кучевые облака). Слева от оси струйного течения облачность иногда вообще отсутствует.

Знание характерных особенностей облачной системы струйного течения необходимо при анализе снимков видимого и инфракрасного диапазонов спектра в целях обнаружения струйных течений и определения некоторых их характеристик.

При анализе целесообразно руководствоваться следующими основными признаками облачной системы тропосферного струйного течения:

— основная облачная система струйного течения имеет вид обширного облачного массива длиной 500—3000 км, иногда распадающегося на несколько параллельных облачных полос (рис. 12.13) с общей шириной до 400 км и более;

— левый (по отношению к направлению переноса) край облачной системы струйного течения резко очерчен. Вдоль него часто проходит тонкая темная полоса шириной 10—30 км, представляющая собой тень облачности струйного течения на расположенных ниже облаках (см. рис. 8.9 и 12.13);

— текстура облаков, особенно вблизи левого края облачной системы струйного течения, существенно отличается своей волокнистостью от зернистой текстуры облачного поля, расположенного левее, где кучевообразные облака группируются в ячейки (рис. 12.14);

— яркость облачной системы струйного течения больше, чем яркость окружающих ее облачных полей. Особенно хорошо заметен такой контраст на ИК-снимках (см. рис. 12.13);

— иногда имеются мезомасштабные облачные полосы, расположенные перпендикулярно или под углом, мало отличающимся от прямого, к общему направлению основного облачного массива струйного течения;

— наличие тесной связи облачности струйных течений с облачными системами фронтов и циклонов.

По характерным признакам, указанным выше, обнаруживается около половины всех струйных течений. В остальных случаях в области струйных течений облачность или отсутствует совсем, или не имеет характерного вида.

По внешнему виду облачной системы, обнаруженной при анализе снимков видимого и инфракрасного диапазонов спектра, можно определить некоторые характеристики струйного течения. При этом можно основываться на следующих правилах, полученных в результате статистического анализа:

— ось струйного течения расположена параллельно левому краю облачной системы. Чаще всего она совпадает с ним или находится правее его на расстоянии, как правило, не превышающем 100 км;

— чем лучше выражена облачность струйного течения, тем больше скорость на его оси;

— наличие облачной системы характерно для струйных течений со скоростью ветра на оси более 40 м/с;



Рис. 12.13. Облачность струйного течения над Западной Сибирью по данным снимков видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов спектра 26 марта 1968 г.

— наличие мезомасштабных поперечных полос характерно для струйных течений с интенсивностью около 100 м/с и более;

— средняя скорость ветра на участке, в пределах которого находится типичный для струйных течений облачный массив, составляет 45—50 м/с. Средний горизонтальный сдвиг ветра на циклонической периферии струйного течения равен 7,6 м/с на 100 км, а на антициклонической — 6,2 м/с на 100 км.

Этими средними данными можно воспользоваться при анализе поля ветра (проведении изотих на картах максимального ветра)

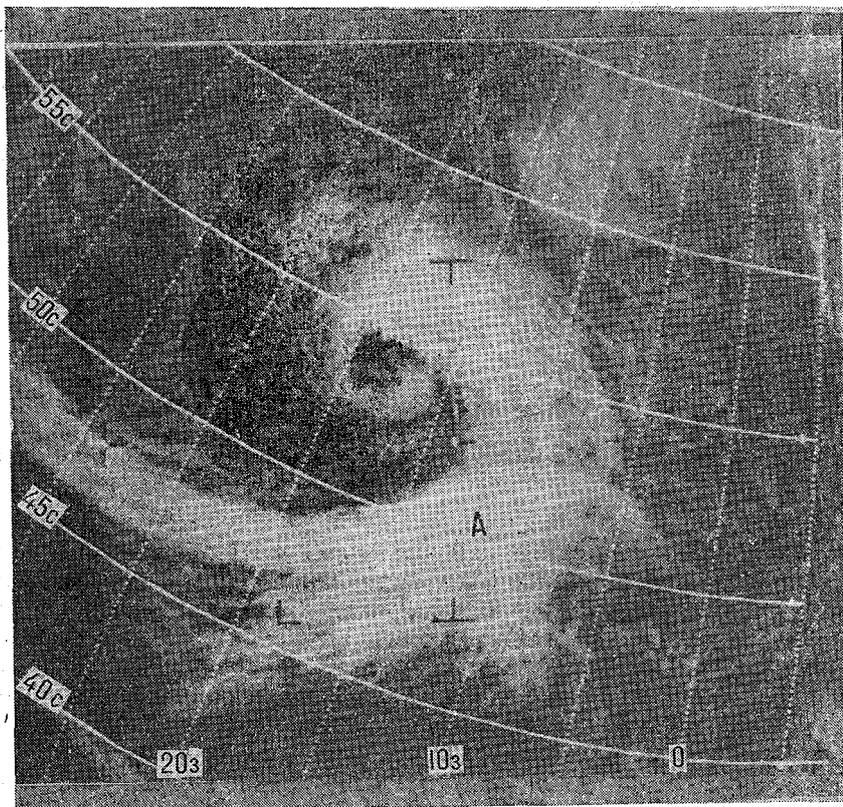


Рис. 12.14. Облачность струйного течения и облачная спираль циклона над Атлантическим океаном 4 сентября 1967 г.

А — точка окклюзии.

над океанами или территориями с редкой сетью станций температурно-ветрового зондирования атмосферы.

В зоне струйного течения отмечается специфическое распределение общего содержания озона: на циклонической периферии количество озона, как правило, больше среднего для данного места и времени года значения, а на антициклонической — меньше. В результате этого эффекта горизонтальный градиент общего содержания озона в зонально ориентированном струйном течении в 2—10 раз больше среднего для данного периода времени его меридионального градиента.

На рис. 12.15 приведены характерные профили распределения общего содержания озона в струйных течениях при их различной

ориентации. При этом рассматривались интенсивные узкие струйные течения, где контрастный эффект в распределении озона должен быть выражен лучше.

Отчетливо видно влияние струйного течения, проявляющееся в увеличении градиента общего содержания озона в его зоне. В случае широтного направления струйных течений горизонтальный градиент общего содержания озона в пределах струйного

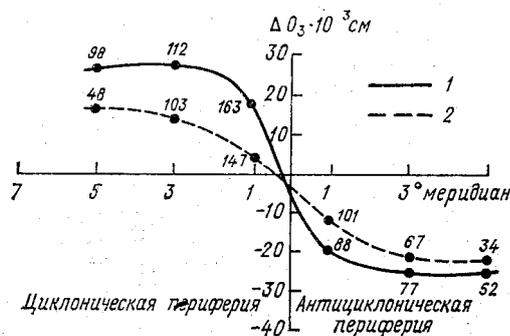


Рис. 12.15. Распределение отклонений общего содержания озона от средней месячной нормы относительно оси струйного течения для зональных (1) и меридиональных (2) струйных течений. По В. Ф. Васину и В. И. Воробьеву. Цифры у кривой — число случаев, расстояние от оси струйного течения дано в градусах меридиана.

течения в среднем равен 9,0 матм-см на 1° меридиана, что в 4—6 раз больше нормального меридионального градиента общего содержания озона в умеренных широтах. Сопоставление градиентов общего содержания озона в меридионально ориентированных струйных течениях (около 5,5 матм-см на 1° меридиана) со средним значением градиента в широтном направлении для территории, данные наблюдений с которой использовались, показывает, что первые больше вторых в 5—6 раз. Таким образом, соотношение между нормальным для данной территории и времени года горизонтальным градиентом общего содержания озона и его градиентом в струйном течении практически не зависит от направления последнего.

По абсолютному значению горизонтальные градиенты общего содержания озона в меридиональных струйных течениях меньше, чем в зональных, в 1,5—1,7 раза.

В среднем, как уже указывалось, общее содержание озона выше нормы на циклонической периферии струйного течения и ниже нормы на антициклонической, причем эти различия тем больше, чем интенсивнее струйное течение (табл. 12.2).

С увеличением интенсивности струйного течения возрастает контраст между значениями общего содержания озона на различных перифериях струйного течения. Весной, когда отмечается максимальное количество озона в атмосфере, перепад значений общего содержания озона в интенсивных струйных течениях ($V > 200 \text{ км/ч}$) достигает 60 матм-см, уменьшаясь до 37 матм-см в струйных течениях с интенсивностью 100—150 км/ч. В сезон

с наименьшим общим содержанием озона, осенью, перепады его количества также минимальны и изменяются в пределах 19—23 матм-см.

Причиной увеличения общего содержания озона в зоне струйного течения и повышения его горизонтальных градиентов, по мнению Г. П. Гущина, являются особенности горизонтального макротурбулентного обмена в нижней стратосфере на различных перифериях струйного течения. Струйное течение является своеобраз-

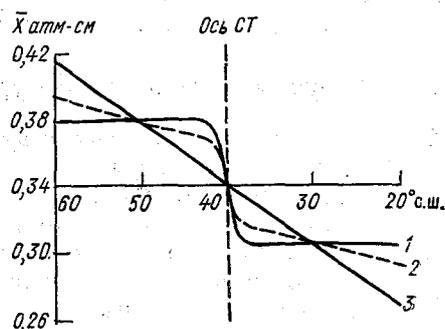


Рис. 12.16. Средние значения общего содержания озона \bar{X} в зоне струйных течений. По Г. П. Гущину.

1 — полное горизонтальное перемешивание;
2 — частичное горизонтальное перемешивание;
3 — наблюдаемые средние значения \bar{X} в зоне 20—60° с. ш.

ным барьером по отношению к озону, находящемуся в воздушных массах, располагающихся на его перифериях. Макротурбулентное перемешивание приводит к выравниванию содержания озона на перифериях струйного течения. Но так как общее содержание озона в среднем возрастает с юга на север, то на циклонической периферии струйного течения в результате перемешивания оно возрастает, а на антициклонической — убывает. Этот процесс иллюстрирует рис. 12.16.

Кривая 3 описывает среднее меридиональное распределение общего содержания озона в зоне 20—60° с. ш. весной, основной вклад в которое вносит та часть озона, которая располагается

Таблица 12.2

Средние отклонения от нормы общего содержания озона (матм-см) на различных перифериях струйного течения в зависимости от его интенсивности (V в км/ч). По Г. П. Гущину

Сезон	Циклоническая периферия			Антициклоническая периферия		
	$V > 200$	$150 < V < 200$	$100 < V < 150$	$V > 200$	$150 < V < 200$	$100 < V < 150$
Весна	32,4	26,6	21,0	-26,8	-21,8	-16,1
Лето	26,1	18,2	14,3	-6,9	-8,0	-5,9
Осень	16,3	14,3	13,4	-7,0	-6,3	-5,8
Зима	29,1	26,0	22,4	-23,6	-19,6	-19,4
Год	26,0	21,3	17,8	-16,1	-13,9	-11,8

21*

на высотах 10—20 км. При полном горизонтальном перемешивании слева и справа от оси струйного течения меридиональное распределение общего содержания озона трансформируется в распределение, соответствующее кривой 1. При частичном горизонтальном перемешивании профиль кривой распределения общего количества озона (2) с широтой становится более сглаженным, но имеет тот же характер.

По мнению других ученых (Р. Рид, С. Даниелс), такое распределение общего содержания озона связано с особенностями поперечной циркуляции в области струйного течения.

12.3. Струйные течения низких уровней

Струйными течениями низких уровней или мезоструями называют протяженные узкие зоны сильных ветров в планетарном пограничном слое. Горизонтальная протяженность мезоструй вдоль по потоку обычно составляет несколько сотен (до тысячи) километров. Высота оси мезоструи находится в средней части пограничного слоя. Скорости ветра на оси мезоструи могут достигать 60—70 м/с. Зафиксированная максимальная скорость ветра в мезоструях на европейской части СССР составляет 49 м/с, а на Дальнем Востоке — 69 м/с.

Критерием для выделения мезоструй, как и струйных течений в верхней тропосфере и нижней стратосфере, должен быть характер распределения скорости ветра, подобный тому, какой представлен на рис. 12.17 б. Однако не все исследователи придерживаются этого мнения. Некоторые из них считают за критерий мезоструи скорость ветра на оси 15 м/с и более, другие — не менее 12 м/с. В некоторых случаях устанавливается критериальное значение вертикального градиента (сдвига) скорости выше и ниже оси мезоструи. В результате этого, надо полагать, получаются различные характеристики мезоструй в близких друг к другу районах. Указанные противоречия могут быть разрешены при дальнейшем более детальном исследовании на массовом материале.

Все мезоструи могут быть разделены на фронтальные и внутримассовые (нефронтальные). Большая часть фронтальных мезоструй располагается перед теплыми или холодными фронтами параллельно им (рис. 12.17 а). Часто встречаются они и за фронтами.

Мезоструи перед холодными фронтами развиваются в наиболее теплой и влажной части теплого сектора циклона, в так называемом потоке теплой несущей полосы, имеющей направление, примерно параллельное фронту. Вокруг оси мезоструи развивается спиральная циркуляция, восходящая ветвь которой сливается с восходящим вдоль поверхности фронта воздушным потоком, что усиливает его интенсивность. В результате процессы облакообразования на фронте идут более активно. Мезоструи перед теплым фронтом и за холодным фронтом образуются в холодном воздухе

под фронтальными инверсиями. Фронтальные мезоструи суточного хода практически не имеют. Ясно, что фронтальные мезоструи формируются в условиях циклонической циркуляции.

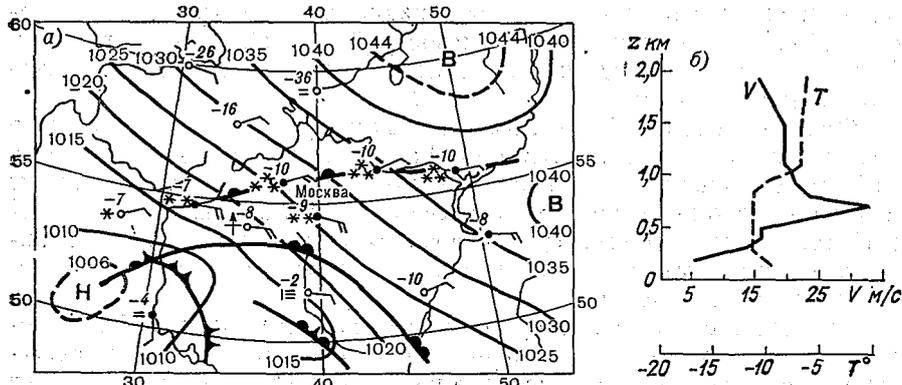


Рис. 12.17. Карта погоды (а) и вертикальные профили скорости ветра и температуры (б) в пограничном слое. Москва, 00 ч СГВ, 22 января 1966 г. По М. А. Мастерских.

Внутримассовые мезоструи, наоборот, возникают на перифериях антициклонов в основном под приподнятыми инверсиями. Эти мезоструи имеют хорошо выраженный суточный ход с максимумом повторяемости ночью и минимумом днем. На рис. 12.18 видно, что мезоструя возникает в нижней части инверсионного слоя (заштрихованная область). Чаще всего внутримассовые мезоструи отмечаются в тыловых частях антициклонов, т. е. в условиях адвекции теплого воздуха, что способствует образованию приподнятых инверсий. Положение оси мезоструи в слое инверсии над Москвой 4—5 января 1977 г. показано на рис. 2.3.

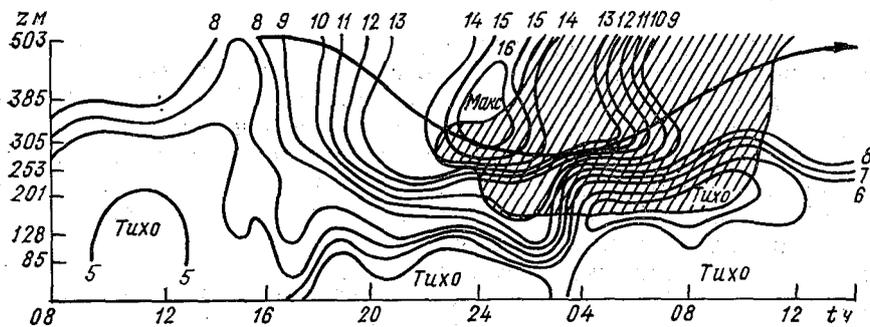


Рис. 12.18. Распределение максимальных скоростей ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы в течение суток. По Н. Г. Соколовой.

Для внутримассовых мезоструй отмечают наличие правого поворота ветра с высотой ниже оси мезоструи и левого — выше оси.

Хотя большинство внутримассовых мезоструй формируется в условиях инверсий, есть указания некоторых исследователей на многочисленность мезоструй, возникающих при отсутствии инверсии. Причины возникновения мезоструй изучены недостаточно. В настоящее время можно высказать только некоторые соображения по этому поводу.

Фронтальные струйные течения низких уровней вероятнее всего возникают за счет значительного усиления ветра с высотой, связанного с большими горизонтальными градиентами температуры в области фронта у поверхности Земли, обусловливающими сильный термический ветер. Трение воздуха о подстилающую поверхность смещает максимум скорости на некоторую высоту в пределах пограничного слоя.

Внутримассовые мезоструи образуются потому, что эффект турбулентного обмена в наибольшей мере проявляется на промежуточной высоте между подстилающей поверхностью, где он мал в связи с приземным трением, и верхней границей инверсии, где наиболее сильно проявляется тормозящее влияние инверсии температуры.

Для диагноза мезоструй, кроме данных радиозондирования, рекомендуется использовать карту АТ₉₂₅. С помощью данных о ветре на этой изобарической поверхности (по данным А. И. Снитковского) струйные течения низких уровней обнаруживаются в 1,5 раза чаще, чем по карте АТ₈₅₀.

ГЛАВА 13. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

13.1. Определения и терминология

В гл. 3 уже указывалось, что понятия «циклон» и «антициклон», как синоптические объекты, являются более широкими, чем понятия «депрессия» и «барический максимум». Циклон и антициклон — это не только область соответственно пониженного и повышенного давления с замкнутыми изобарами (изогипсами). Это прежде всего атмосферные вихри с особой циркуляцией, специфической структурой полей метеорологических величин, определенными комплексами погодных условий, относительно медленно меняющимися на протяжении существования этих объектов. Поэтому циклоны и антициклоны являются своеобразными «носителями погоды», в связи с чем прогноз их перемещения и эволюции является одним из важнейших этапов синоптического способа краткосрочного прогноза погоды.

Циклоны и антициклоны обычно имеют одну точку с экстремальным значением давления. Такие барические образования называются *одноцентровыми*. Иногда циклон или антициклон может иметь несколько точек с относительно низким (высоким) давлением. Такие барические образования называют *многоцентровыми* (двухцентровыми, трехцентровыми). С высотой повторяемость многоцентровых барических систем существенно уменьшается, так что с этой точки зрения поля давления циклонов и антициклонов

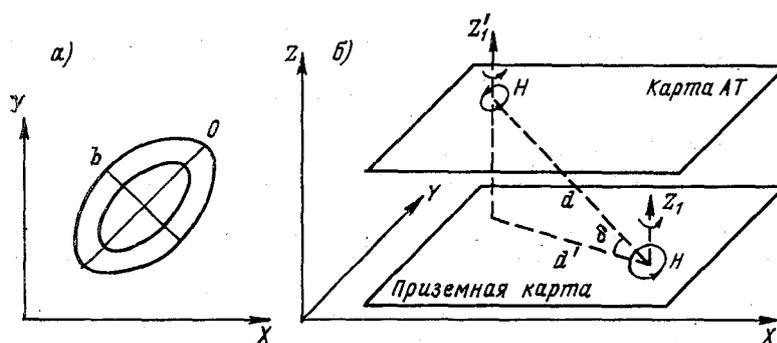


Рис. 13.1. Оси барических систем.

a — горизонтальные оси симметрии; O — большая, b — малая; b — высотная ось циклона HH , δ — угол наклона высотной оси к горизонту, d — расстояние между центрами циклона у поверхности Земли и на карте АТ, d' — расстояние между приземным центром циклона и проекцией его центра на карте АТ.

на картах АТ имеют более простую структуру, чем на приземной карте погоды.

Два циклона с примерно одинаковой глубиной, объединенные общими изобарами, называются *сопряженными*. Если же один из них имеет меньшие размеры и давление в центре выше по сравнению с другим, то такой циклон называется *вторичным* или *частным*, а сопряженный с ним циклон — *основным*.

В тех случаях, когда в гребне антициклона возникает небольшой антициклон с давлением в центре меньшим, чем у основного антициклона, его называют *вторичным антициклоном* или *отрогом*.

При характеристике отдельных циклонов и антициклонов пользуются понятием *горизонтальной оси симметрии*. При круговых изобарах (изогипсах) горизонтальная ось симметрии представляет собой диаметр изобары (изогипсы). При эллиптических изобарах (изогипсах) выделяют малую и большую горизонтальные оси (рис. 13.1 а). Пространственная ось циклона или антициклона наклонена к горизонту, как уже указывалось в гл. 3, под малым углом (рис. 13.1 б) и может быть криволинейной. В связи с существенным различием в вертикальном и горизонтальном масштабах циклонов и антициклонов определить точно угол наклона высотной оси δ трудно. Поскольку положение центра барического

образования на синоптической карте можно определить с точностью ± 50 км, то уже при $\delta = 6^\circ$ приходится считать положение высотной оси близким к вертикали.

13.2. Классификация циклонов и антициклонов

Существует большое число признаков, по которым можно классифицировать циклоны и антициклоны. К таким признакам можно отнести широтную зону или географический район возникновения барического образования, место вхождения этого образования на территорию района, связь с фронтальными разделами, степень развития по вертикали, особенности структуры термобарического поля, скорость и направление движения.

По широтной зоне возникновения циклоны делятся на *внетропические* и *тропические*, а антициклоны — на *внетропические* и *субтропические*.

В качестве характеристики конкретных циклонов и антициклонов используется наименование географического района возникновения или вхождения на территорию региона. Например, сибирский антициклон, азорский антициклон, средиземноморский циклон, мургабский циклон и т. д. — по месту возникновения; карский антициклон, охотский циклон — по месту вхождения на территорию СССР.

По связи с фронтальными разделами все циклоны и антициклоны могут быть *фронтальными*, образование которых связано с фронтами, и *нефронтальными*. К нефронтальным циклонам относятся тропические и термические (местные), возникающие летом над сушей при сильном прогреве воздуха от подстилающей поверхности. Внетропические циклоны по большей части являются фронтальными.

Поскольку подвижные антициклоны, связанные с циклонической деятельностью на фронтах, чаще всего формируются в холодном воздухе и вторгаются в более низкие широты за холодными фронтами в тылу циклонов, то они делятся на *промежуточные* и *заклучительные*.

На основных фронтах, имеющих большую горизонтальную протяженность, обычно возникает несколько циклонов, следующих один за другим. Совокупность этих циклонов, образовавшихся на одном и том же фронте, называют серией циклонов. В тылу каждого такого циклона при вторжении холодного воздуха образуется область повышенного давления, иногда оформленная в виде барического образования с замкнутыми изобарами — антициклона, а иногда она представляет собой гребень. Эти барические образования называют промежуточными антициклонами. Они обычно локализуются за линией холодного фронта, который в промежутках между циклонами одной серии, как правило, выражен достаточно хорошо. Сформировавшийся в тылу последнего циклона се-

рии антициклон имеет возможность перемещаться на большее расстояние, чем в тылу циклонов внутри серии. Такие антициклоны называются заключительными. С ними часто связаны значительные понижения температуры, а в переходные сезоны — заморозки.

К нефронтальным антициклонам относятся субтропические антициклоны и термические (местные). Последние возникают зимой над сушей при сильном охлаждении воздуха от подстилающей поверхности.

По степени развития по вертикали циклоны и антициклоны, обнаруживаемые на приземной синоптической карте, делятся на низкие, средние и высокие. К низким относятся барические образования, у которых замкнутые изобары имеются на приземной карте погоды, а замкнутые изогипсы не выше, чем на карте АТ₈₅₀. Средние барические образования имеют замкнутые изогипсы от поверхности Земли до изобарической поверхности 700 гПа, а выше замкнутые изогипсы отсутствуют. Высокие барические образования имеют замкнутые изогипсы на всех тропосферных уровнях, т. е. до изобарической поверхности 300 гПа и выше.

Примером классификации циклонов и антициклонов по структуре термобарических полей может быть рассмотренное в гл. 6 их деление на температурно-симметричные и температурно-асимметричные.

Во внетропических циклонах иногда давление в центре бывает очень низким, что приводит к формированию в их области полей ветра с большими скоростями. Такие циклоны классифицируются как штормовые.

В некоторых циклонах из-за низкой влажности воздуха, как, например, в Средней Азии, отсутствует специфическая фронтальная облачность и не выпадают осадки. Такие циклоны могут быть отнесены к категории «сухих» и т. д.

Циклоны и антициклоны постоянно перемещаются, однако скорость их перемещения, зависящая от многих условий, может быть различной. Принято называть циклоны и антициклоны, смещающиеся со скоростью менее 5 км/ч, стационарными, со скоростью 5—10 км/ч — малоподвижными и со скоростью более 10 км/ч — подвижными.

По направлениям перемещения циклоны классифицируются по сторонам горизонта: северные, южные, западные, восточные. В сочетании с указанием места их возникновения или вхождения на территорию региона (см. выше) эта характеристика довольно информативна. У антициклонов принято направления перемещения характеризовать направлением вхождения или распространения. Различают, как уже указывалось, полярные вторжения с северо-запада или севера и ультраполярные — с северо-востока, а также распространение гребней (отрогов) антициклонов в каком-либо направлении. Для Европы характерно распространение с востока на запад отрога сибирского антициклона зимой и с запада на

восток азорского антициклона преимущественно в теплое полугодие.

Такое многообразие классификационных признаков позволяют зачастую дать довольно полную словесную характеристику отдельного циклона и антициклона.

13.3. Географическая локализация основных очагов циклонической деятельности

Под *циклонической деятельностью* понимаются процессы возникновения, эволюции и перемещения циклонов и антициклонов в атмосфере. Наиболее интенсивно циклоническая деятельность развита в умеренных широтах, где ее можно рассматривать как форму общей циркуляции атмосферы. Циклоны и антициклоны представляют собой множественное явление. Ежегодно севернее параллели 25° с. ш. возникает в среднем около тысячи циклонов.

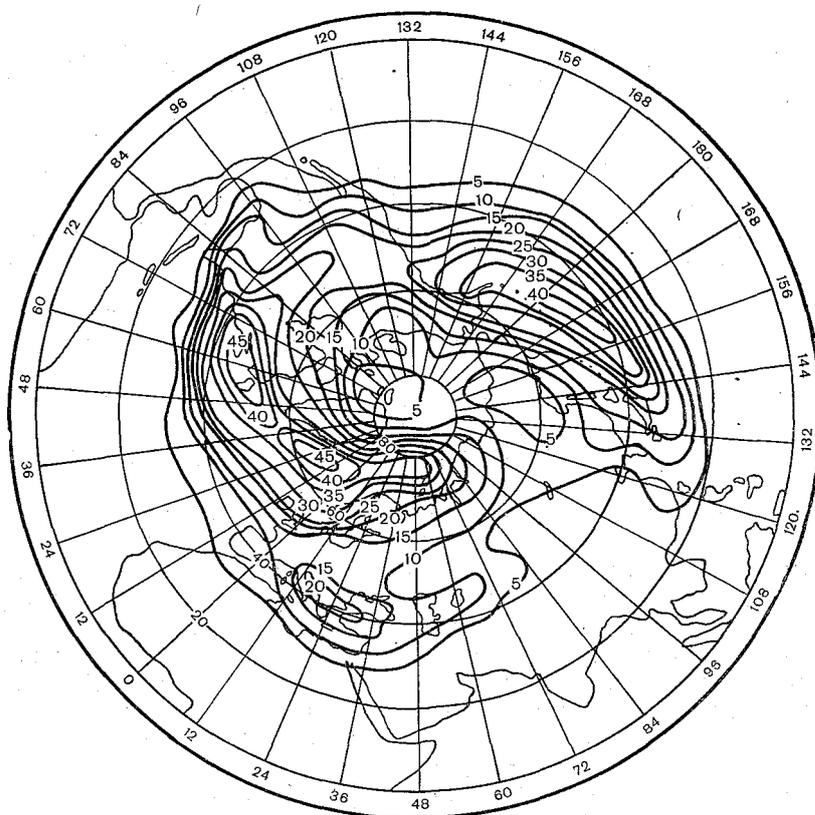


Рис. 13.2. Повторяемость подвижных циклонов в январе. По Х. П. Погосяну.

В северном полушарии на ежедневных приземных картах погоды можно одновременно обнаружить до 15—20 циклонов и 7—10 антициклонов. Поскольку размеры этих барических образований в поперечнике составляют 1—2 тыс. км и более, то во внетропических широтах практически вся нижняя тропосфера состоит из чередующихся циклонов и антициклонов. При этом преобладающий западный перенос вблизи земной поверхности проявляется не в виде упорядоченного зонального потока, а как суммарный эффект переноса циклонов и антициклонов с запада на восток.

Основными элементами циклонической деятельности являются фронтальные подвижные циклоны и антициклоны. Их повторяемость в северном полушарии не равномерна и имеет хорошо выраженный сезонный ход. Эти особенности без труда можно обнаружить, сравнивая между собой рис. 13.2—13.5, на которых приведены результаты расчетов повторяемости центров подвижных циклонов и антициклонов в равновеликих квадратах размером примерно 600×600 км в январе и июле.



Рис. 13.3. Повторяемость подвижных циклонов в июле. По Х. П. Погосяну.

Распределение повторяемости подвижных циклонов и антициклонов носит зонально-очаговый характер. Наличие зональности в распределении повторяемости циклонов и антициклонов подчеркивают данные табл. 13.1. Они показывают, что в распределении повторяемости циклонов имеется один максимум в умеренных широтах, к северу и к югу от которого повторяемость убывает. Причем максимум повторяемости от января к июлю смещается с 50° с. ш. на 60° с. ш. Это связано с сезонным смещением в этом же направлении планетарных высотных фронтальных зон, в пределах которых возникают фронтальные циклоны и антициклоны (см. гл. 12).

Повторяемость циклонов зимой почти в 1,5 раза больше, чем летом. Над континентальной частью полушария разница не так уж велика, но над океанами повторяемость циклонов зимой почти в 2 раза больше, чем летом. Если в январе в центрах основных океанических очагов повторяемость циклонов достигает 40—45 %



Рис. 13.4. Повторяемость подвижных антициклонов в январе. По Х. П. Погосяну.

(см. рис. 13.2), то на июльской карте (см. рис. 13.3) в этих же очагах она составляет всего 25—30 %, причем очаги повышенной повторяемости циклонов над океанами зимой имеют большую площадь, чем летом. В этом проявляется известный факт большей интенсивности атмосферной циркуляции в холодное время года. Однако это не означает, что в любом географическом районе данное соотношение всегда выполняется. Так, например, над европейской частью СССР зимой, где влияние Атлантического океана еще существенно, циклоны отмечаются почти в 2 раза чаще, чем летом, а над азиатской частью СССР повторяемость циклонов летом существенно больше, чем зимой.

На рис. 13.6 представлено распределение осредненных вдоль меридианов в широтной зоне 20—80° с. ш. повторяемостей подвижных циклонов и антициклонов. Очень наглядным представляется влияние характера подстилающей поверхности на повторяемость этих барических образований. Хорошо видно, как при переходе



Рис. 13.5. Повторяемость подвижных антициклонов в июле. По Х. П. Погосяну.

с океана на континент зимой (кривая I) значительно убывает повторяемость подвижных циклонов, причем это убывание происходит постепенно. В пределах 20—60° в. д., где находится европейская часть СССР, повторяемость циклонов от западной к восточной границе изменяется от 18 до 11%, оставаясь больше, чем летом (кривая З), почти в 2 раза. В центральной части Азии (90—140° в. д.) она уменьшается до 6%, причем здесь повторяемость циклонов зимой несколько меньше, чем летом.

В зональном распределении повторяемости антициклонов имеется два максимума. Один из них находится в высоких широтах — в приполюсном районе. Этот максимум формирует там повышенный фон давления как зимой, так и особенно летом (см. гл. 3).

Таблица 13.1

Средние зональные значения повторяемости (число случаев) циклонов и антициклонов в пределах зоны 20—80° с. ш. в январе и июле

Широта, ... ° с.	Циклоны		Антициклоны	
	I	VII	I	VII
80	13,5	7,6	4,7	6,7
70	15,8	13,5	3,6	3,9
60	19,2	20,5	4,1	3,7
50	21,4	13,4	5,4	5,0
40	17,1	7,2	6,1	4,6
30	6,0	2,3	5,2	2,2
20	1,8	1,1	2,1	0,8
20—80	13,6	9,3	4,5	3,8
Суша	12,8	9,8	4,6	4,0
Море	15,6	8,1	4,3	3,5

Второй максимум в январе находится вблизи 40° с. ш., к июлю он смещается к северу на 50° с. ш. К югу от него повторяемость по мере приближения к тропикам значительно убывает. В тропической циркуляционной зоне, для которой зимой характерной является параллель 20° с. ш., а летом — 20 и 30° с. ш., подвижные антициклоны встречаются в 3—5 раз реже, чем в умеренных широтах (см. табл. 13.1).

В среднем повторяемость антициклонов в 2,5—3 раза меньше, чем циклонов. Годовой ход выражен довольно слабо (см. рис. 13.6). Как зимой, так и летом повторяемость подвижных антициклонов над континентами немного больше, чем над океанами.

В целом зональный характер распределения повторяемости циклонов и антициклонов лучше выражен над океанами, чем над континентами. Основная широтная зона наиболее высокой повторяемости подвижных циклонов находится в среднем зимой в пределах $40-60^\circ$ с. ш., летом $50-70^\circ$ с. ш., а антициклонов зимой в поясе $30-50^\circ$ с. ш. и летом $40-50^\circ$ с. ш. Кроме того, повышенное значение повторяемости подвижных антициклонов, как уже

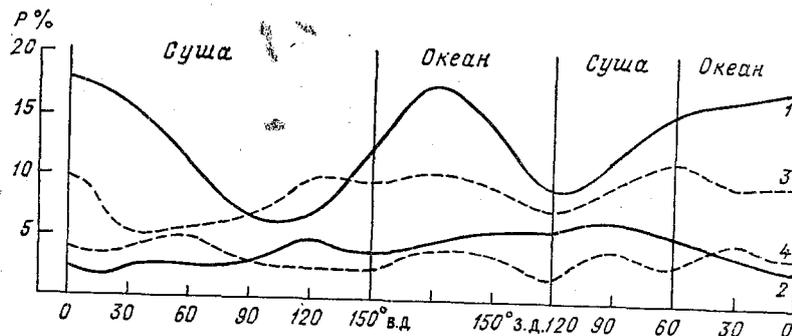


Рис. 13.6. Средняя повторяемость циклонов (1, 3) и антициклонов (2, 4) в январе (1, 2) и июле (3, 4) в широтной зоне $20-80^\circ$ с. на разных меридианах.

указывалось, отмечается как зимой, так и летом в приполюсном районе.

Основные очаги повышенной повторяемости циклонов и антициклонов находятся преимущественно вблизи границ океанов и материков, а также вблизи горных хребтов. Положение большинства очагов повышенной повторяемости подвижных циклонов и антициклонов совпадает с положениями основных климатических центров действия атмосферы (см. рис. 3.8 и 3.9).

На погодные условия европейской части СССР, Западной Сибири, Казахстана большое влияние оказывают циклоны, перемещающиеся с Атлантического океана. Траектории этих циклонов зимой проходят из района Ньюфаундленда, где они возникают, к Исландии и далее на Баренцево море, т. е. в направлении вытянутости области их повышенной повторяемости. Увеличение повторяемости циклонов от берегов Северной Америки к району Исландии указывает на то, что на этом участке преобладает возникновение циклонов, а на участке от Исландии до Баренцева моря чаще происходит их заполнение. Направление перемещения циклонов в этом районе совпадает с направлением изогипс на средней карте AT_{500} зимнего сезона (см. рис. 3.10) и с положением арктической ПВФЗ и северной ПВФЗ умеренных широт в этом районе (см. рис. 12.2).

Летом зона наибольшей повторяемости атлантических циклонов проходит через Лабрадор в район Исландии и далее на север

Европы. В связи с ослаблением температурных контрастов между материками и океанами волновые возмущения в потоках средней тропосферы имеют меньшую амплитуду. Поэтому траектории атлантических циклонов имеют меньшую меридиональную составляющую и идут от Исландии не на Баренцево море, а на Скандинавию.

К резким изменениям погоды на территории европейской части СССР и Сибири приводят вторжения арктических антициклонов. Если зимой антициклонические вторжения распределяются от Северного моря до устья Оби примерно равномерно, то летом максимум вторжений арктического воздуха, оформленного в виде антициклонов, происходит по оси, ориентированной с Баренцева моря на Урал.

13.4. Роль циклонической деятельности в системе общей циркуляции атмосферы

Циклоническая деятельность является важным звеном общей циркуляции атмосферы. Развиваясь на фоне процессов планетарного масштаба, циклоны и антициклоны превращаются в стационарные барические образования и становятся компонентами высотных деформационных полей. Тем самым они участвуют в формировании таких синоптических объектов, как ВФЗ, являющихся источниками возникновения подвижных циклонов и антициклонов.

Подвижные циклоны и антициклоны осуществляют обмен воздушными массами между высокими и низкими широтами. Они уменьшают и поддерживают в определенных сезонных границах меридиональный градиент температуры, возникающий вследствие неравномерного притока солнечной радиации к подстилающей поверхности. При этом над отдельными районами происходит концентрация больших градиентов температуры, образуются фронтальные зоны. В нижней и средней тропосфере формируются фронтальные разделы, системы облаков, осадков и других явлений. Если условия для фронтогенеза благоприятны, то градиенты температуры и давления, а вместе с ними и скорость ветра, т. е. интенсивность циркуляции, постепенно увеличиваются. Однако увеличение указанных характеристик ограничено некоторым пределом — критическим значением градиента потенциальной энергии, по достижении которого потоки в ВФЗ теряют устойчивость и начинается ее волновое возмущение, а затем образование макротурбулентных вихрей — циклонов и антициклонов.

Критические значения градиентов температуры и давления, а также скорости ветра достигаются лишь в отдельных участках сравнительно узких ВФЗ. При этом средние значения градиентов и скорости ветра над полушарием остаются ниже критических, а разность температур между экватором и полюсом — меньше значения, соответствующего режиму лучистого равновесия.

Таким образом, роль циклонической деятельности в общей циркуляции атмосферы заключается в том, что она приводит к ликвидации избыточных контрастов потенциальной энергии. Поэтому циклоническая деятельность представляет собой естественный механизм, с помощью которого атмосфера при избытке контрастов потенциальной энергии и потере устойчивости автоматически приходит в более устойчивое состояние. Осуществляется это макротурбулентным перемешиванием. Большие массы холодного воздуха перемещаются к югу, теплого — к северу. Происходит трансформация воздушных масс. Градиент температуры убывает, соответственно уменьшаются градиент давления и скорость циркуляции. Таким образом, циклоническая деятельность ограничивает верхний предел контраста потенциальной энергии, а вместе с ним и уровень кинетической энергии, т. е. интенсивность циркуляции атмосферы.

Избыточность контрастов потенциальной энергии ликвидируется путем перехода ее в кинетическую. Поэтому временно происходит рост кинетической энергии, который проявляется в увеличении скорости циркуляции в период развития циклонических и антициклонических вихрей. В период возмущения потока и развития вихрей достигается максимум скорости ветра в отдельных областях ВФЗ. Однако после окончания этого процесса и затухания вихрей средние значения градиентов температуры и давления и средней скорости потоков в данной области ВФЗ уменьшаются. Рассмотренные процессы спорадически возникают там, где имеются благоприятные условия для образования и обострения ВФЗ.

13.5. Условия возникновения внетропических циклонов

Термические (местные) циклоны возникают в условиях неоднородного нагревания воздуха от подстилающей поверхности. Происходит это в обширных географических районах со сравнительно однородными рельефом и состоянием подстилающей поверхности над территорией, соизмеримой с площадью циклонов и антициклонов внетропических широт. Над территорией СССР термические циклоны летом могут возникать над степями Казахстана и пустынями Средней Азии в результате неравномерного нагревания подстилающей поверхности в центральной части и по краям. Возникновение в центральной части устойчивых восходящих движений приводит к падению давления. Зимой термические циклоны возникают над теплыми морями.

В условиях малоградиентного поля легко возникает замкнутая циклоническая циркуляция, а на приземной карте погоды — замкнутая изобара. Большую вероятность возникновения циклона у поверхности Земли в малоградиентном поле иллюстрирует рис. 13.7, где приведен горизонтальный разрез поля давления на уровне моря по нормали к изобарам и показаны его местные деформации в случае больших и малых градиентов давления. Схема

построена в предположении, что возмущения поля давления в точках *A* и *B* затухают на расстоянии 200 км, а сами изменения давления составляют 5 гПа. Видно, что на фоне больших горизонтальных градиентов давления (область точки *A*) падение давления привело только к некоторому изменению профиля кривой, но падение давления вдоль оси *OX* сохранилось (левее точки *A* горизонтальные градиенты давления немного увеличились, а правее — немного уменьшились).

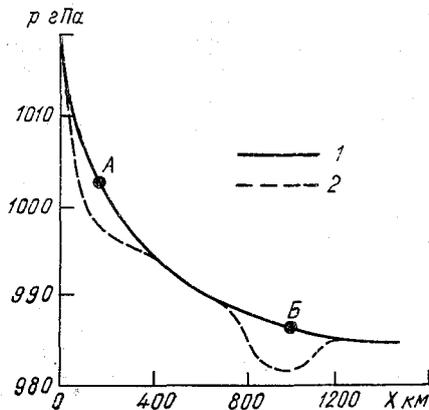


Рис. 13.7. Схема образования циклона в малоградиентном поле.

1 — исходное состояние поля давления;
2 — деформация при падении давления в точках *A* и *B*.

В районе точки *B*, где поле давления малоградиентно, в результате падения давления структура его поля существенно меняется: в точке *B* давление становится ниже, чем в окружающем пространстве. Таким образом возникает замкнутая область, где $\nabla^2 p > 0$ и, в соответствии с соотношениями (4.42), вертикальная составляющая вихря скорости $\Omega_z > 0$, т. е. возникает замкнутая циклоническая циркуляция. Появлением первой замкнутой изобары завершается внешнее оформление термического (местного) циклона.

Иногда в систему циркуляции термического циклона может быть вовлечен атмосферный фронт, тогда термический циклон превращается во фронтальный. Термическое происхождение местных циклонов приводит к появлению суточного хода в их интенсивности, следующей за тепловым состоянием подстилающей поверхности под ними и на окружающей территории. В некоторых случаях, например над Казахстаном летом, термический циклон, очерченный днем одной изобарой, ночью не наблюдается, а на следующий день опять обнаруживается на приземной карте погоды.

Условием возникновения фронтальных циклонов также является появление в зоне фронта замкнутой циклонической циркуляции. Для ее появления необходимо некоторое благоприятное сочетание нескольких факторов. Эти факторы можно установить и рассмотреть, анализируя уравнение тенденции вертикальной составляющей вихря скорости. Напомним, что вертикальная составляющая вихря скорости равна

$$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y. \quad (13.1)$$

Она характеризует вращательное движение воздушной массы в горизонтальной плоскости и численно равна удвоенному значению угловой скорости вращения вокруг вертикальной оси.

Уже указывалось (см. гл. 4), что другие составляющие вихря скорости с точки зрения синоптического анализа, т. е. анализа процессов синоптического масштаба, интереса не представляют. Поэтому обычно вертикальную составляющую вихря скорости называют просто вихрем скорости.

Для получения уравнения тенденции (изменения во времени) вихря скорости запишем первые два уравнения движения в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lv + F_x, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lv + F_y, \end{aligned} \quad (13.2)$$

где F_x и F_y — проекции силы турбулентного трения; $l = 2\omega \sin \varphi$.

Если первое уравнение (13.2) продифференцировать по y , второе — по x , а затем из второго вычесть первое, то, направив ось OX по касательной к кругу широты с запада на восток, ось OY вдоль меридиана с юга на север, получим

$$\begin{aligned} \frac{d\Omega_z}{dt} &= -\beta v - (l + \Omega_z) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) - \\ &\quad - \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (13.3)$$

где $\beta = \partial l / \partial y = 2\omega \cos \varphi / a$ — параметр Россби (a — радиус Земли).

Уравнение (13.3) позволяет оценить изменение вихря скорости в перемещающейся воздушной массе за счет влияния различных факторов. Первый член правой части уравнения показывает, что в северном полушарии, где $\beta > 0$, при смещении воздушной массы с севера на юг в ней усиливается или возникает циклоническая ($\Omega_z > 0$) циркуляция или ослабевает антициклоническая ($\Omega_z < 0$) циркуляция.

Второй член дает оценку изменения завихренности в воздушной массе за счет дивергенции скорости. Заметим, что $\Omega_z \approx 1,2 \cdot 10^{-5}$, тогда как $l \approx 1,2 \cdot 10^{-4}$. Поэтому при качественном анализе можно в этом члене пренебречь величиной Ω_z по сравнению с l и анализировать член $-l(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)$. Поскольку $l > 0$, то при положительной дивергенции скорости должен ослабевать циклонический вихрь и возникать или усиливаться антициклонический вихрь. В то же время известно, что циклоны чаще всего возникают в области дивергирующих (расходящихся) изогипс в средней тропосфере, а антициклоны — в зоне сходящихся изогипс. Одним из объяснений этого обстоятельства может явиться то, что две составляющие дивергенции — дивергенция модуля скорости и дивергенция направления — обычно имеют различные знаки, т. е. дивергенция линий тока (изогипс) чаще всего сопровождается конвергенцией модуля скорости и, наоборот, при сходимости изогипс обычно отмечается дивергенция модуля скорости. При этом примерно в 2/3 случаев знак дивергенции скорости как сумма дивер-

генции модуля скорости и направления ветра совпадает со знаком дивергенции модуля скорости. Поэтому усиление циклонического или ослабление антициклонического вихря обычно происходит при дивергенции направления ветра, т. е. при расходящихся изогипсах в средней тропосфере. Таким образом, структура барического поля в средней тропосфере с расходящимися изогипсами является циклогенетической.

Влияние неоднородностей распределения вертикальных скоростей по горизонтали и скорости ветра по вертикали учитывается третьим членом правой части уравнения (13.3). Этот член вносит заметный вклад в изменения вихря скорости при перемещении воздушной массы в горной местности, а также в области атмосферных фронтов. В области фронта в связи с наличием в верхней тропосфере струйного течения скорость ветра с высотой возрастает, т. е.

$$du/dz > 0 \text{ и } dv/dz > 0.$$

Исключения составляют относительно тонкие слои в верхней части мезоструй вблизи верхней границы пограничного слоя (см. гл. 12). Поэтому знак третьего члена в (13.3) определяется знаками производных от вертикальной скорости по координатным осям. Теперь, если направить ось OX по нормали к линии фронта в сторону холодного воздуха, а ось OY — по касательной к ней и высказать предположение, что вертикальная скорость вдоль линии фронта мало меняется, т. е. $\partial w / \partial y \approx 0$, то третий член (13.3) будет равен $-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x}$. Так как $\partial v / \partial z > 0$ то влияние третьего члена (13.4) на процессы циклогенеза будет определяться знаком производной $\partial w / \partial x$.

Из анализа структуры метеорологических полей в области фронтальных разделов (см. гл. 11) следует, что, как правило, в теплом воздухе наблюдаются упорядоченные восходящие движения, а в холодном — нисходящие. Таким образом, в большинстве случаев $\partial w / \partial x < 0$, и в области атмосферных фронтов за счет особенностей распределения вертикальной скорости по горизонтали и скорости ветра по вертикали создаются благоприятные условия для циклогенеза, т. е. для усиления циклонической завихренности и ослабления антициклонической завихренности. Особенно значительно неоднородность горизонтального распределения вертикальной скорости будет влиять на процессы циклогенеза на анафронтах, где наиболее развиты восходящие вертикальные движения в теплом воздухе.

Оценим порядок этого члена в области фронта. В связи с наличием струйного течения, где скорость ветра достигает 40—50 м/с, можно считать, что вертикальный градиент скорости ветра равен в среднем 5 м/с на 1 км, т. е.

$$\Pi(\partial v / \partial z) \approx 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}. \quad (13.4)$$

Восходящие вертикальные движения в теплом надфронтальном воздухе обычно превышают 20 см/с. По некоторым оценкам, в отдельных случаях они могут достигать 70—80 см/с и даже более. Нисходящие движения в холодном воздухе обычно менее интенсивны, чем восходящие в теплом. Поэтому без преувеличения в качестве оценочной можно взять разность значений скорости вертикальных движений в теплом (надфронтальном) и холодном (подфронтальном) воздухе, равную 30 см/с. Ширина фронтальной зоны в свободной атмосфере составляет 200—300 км (см. гл. 11). Поэтому перепад скоростей между теплым и холодным воздухом следует отнести к этому расстоянию. Следовательно, порядок производной от вертикальной скорости по горизонтальной координате равен

$$\Pi (\partial w / \partial x) = 10^{-6} \text{ с}^{-1}. \quad (13.5)$$

Таким образом, порядок третьего члена в уравнении (13.3) равен

$$\Pi \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} \right) = 5 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-2}. \quad (13.6)$$

Теперь если оценить порядок второго (дивергентного) члена уравнения (13.3), то можно произвести сравнение их роли в процессе циклогенеза. По таблице порядков метеорологических величин и их производных, полученной М. И. Юдиным,

$$\Pi (\partial u / \partial x) = \Pi (\partial v / \partial y) = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}.$$

В умеренных широтах $l = 2 \omega \sin \varphi \approx 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Поэтому

$$\Pi [l (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)] = 10^{-9} \text{ с}^{-2}. \quad (13.7)$$

Сравнение оценок (13.6) и (13.7) показывает, что в области фронтального раздела влияние на процессы циклогенеза неоднородности распределения вертикальных скоростей по крайней мере сравнимо с влиянием дивергенции воздушных течений над этой областью.

Вне фронтальных зон, где

$$\Pi (\partial w / \partial x) = \Pi (\partial w / \partial y) = 2 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1},$$

влияние на формирование циркуляционного режима дивергентного члена по сравнению с третьим членом (13.3) будет превалирующим.

Четвертый член правой части уравнения (13.3) описывает влияние бароклинности на процессы циклогенеза. Преобразуем его, как впервые предложил Л. Т. Матвеев, используя уравнение состояния

$$p = R \rho T. \quad (13.8)$$

Логарифмируя, а затем дифференцируя уравнение (13.8) по x и y , получим:

$$\begin{aligned}\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x}, \\ \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial y}.\end{aligned}\quad (13.9)$$

Тогда, используя формулы (13.9) и геострофические соотношения $\partial p/\partial x = l\rho v_g$, $\partial p/\partial y = -l\rho u_g$, (13.10)

получим, что

$$\begin{aligned}-\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \right) &= -\frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \frac{\partial p}{\partial x} - \right. \\ &\left. - \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x} \right) \frac{\partial p}{\partial y} \right] = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \right) = \\ &= \frac{l}{T} \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right).\end{aligned}\quad (13.11)$$

Выражение, стоящее в скобках,

$$\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) = - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{adv. } g}, \quad (13.12)$$

т.е. равно адвективному изменению температуры при геострофическом движении с обратным знаком. Отсюда следует, что при адвекции холода, когда

$$\left[\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{adv. } g} < 0, \text{ а } \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) > 0 \right],$$

возникает или усиливается циклонический вихрь, а адвекция тепла приводит к возникновению или усилению антициклонического вихря.

В области атмосферного фронта вклад бароклинного члена в образование и развитие циклонической циркуляции существенно больше, чем в однородных воздушных массах. Если порядок горизонтального градиента температуры обычно принимается, в соответствии с уже упомянутой таблицей порядков метеорологических величин и их производных, равным $7 \cdot 10^{-6}$, то порядок четвертого члена в уравнении (13.4) при $l = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и $T = 300 \text{ К}$ равен примерно $3 \cdot 10^{-12}$. Это на 2—3 порядка меньше дивергентного члена.

В области атмосферных фронтов положение существенно другое, поскольку горизонтальные градиенты температуры намного больше, чем в однородных воздушных массах, разделяемых фронтами. Представление о реальных значениях температурных контрастов дают данные табл. 13.2, построенной по данным термограмм самописцев на ст. Ленинград. Они показывают, что при

Таблица 13.2

Повторяемость (%) изменений температуры ΔT у поверхности Земли за часовой интервал при прохождении фронта. По Л. Т. Матвееву

Тип фронта	Число фронтов	ΔT °С/ч					
		2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12
Холодный	26	3	35	5	2	2	5
Теплый	6	16	50	17	17	—	—

прохождении фронтов чаще всего изменения температуры будут находиться в пределах 4—6 °С, т. е. в среднем они составляют около 5 °С/ч.

Если принять скорость перемещения фронта равной 30 км/ч, то горизонтальный градиент температуры без учета трансформации будет 5 °С/30 км. Положим нормальную к изотермам скорость ветра равной 5—8 м/с. В этом случае порядок значения бароклинного члена существенно повысится и будет $(3 \dots 5) \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-2}$, что только в 2—3 раза меньше дивергентного члена. Следовательно, в зоне атмосферных фронтов влияние бароклинности на процессы циклогенеза столь же велико, как дивергенции и неоднородности распределения вертикальных и горизонтальных движений. В тех случаях, когда ширина фронтальной зоны несколько сотен метров, а контраст температуры более 10 °С, порядок бароклинного члена достигает 10^{-7} — 10^{-8} с^{-2} и его влияние на процесс циклогенеза может стать основным.

Последний член правой части уравнения (13.3) описывает влияние на вихреобразование сил трения. Эти силы всегда ослабляют как циклонический, так и антициклонический вихрь.

Таким образом, благоприятными условиями для индивидуального, т. е. в перемещающейся воздушной массе, циклогенеза являются смещение воздушной массы с севера на юг, дивергенция изогипс на картах АТ средней тропосферы, убывание скорости вертикальных движений при переходе из теплой воздушной массы в холодную, возрастание скорости ветра с высотой, большие контрасты температуры во фронтальной зоне, сочетающиеся с адвекцией холода в тыловой части возникающего вихря, малая шероховатость подстилающей поверхности, уменьшающая тормозящее влияние силы турбулентного трения.

Очевидно, что первоочередной задачей синоптика является определение на основе анализа оперативных синоптических материалов районов наиболее вероятного новообразования циклонов, т. е. районов локального циклогенеза. Совершенно ясно, что в этих районах должны удовлетворяться все перечисленные условия для индивидуального циклогенеза. Кроме того, дополнительную информацию можно получить, если рассмотреть связь между локальным

и индивидуальным изменениями вихря скорости, т. е. использовать следующее соотношение между ними:

$$\frac{d\Omega_z}{dt} = \frac{\partial\Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial\Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial\Omega_z}{\partial y} + w \frac{\partial\Omega_z}{\partial z}. \quad (13.13)$$

Тогда уравнение (13.3) с проведенными впоследствии преобразованиями может быть записано таким образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\Omega_z}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial\Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial\Omega_z}{\partial y} \right) - w \frac{\partial\Omega_z}{\partial z} - \beta v - l \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \\ & - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{l}{T_v} \left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (13.14)$$

Последние пять членов правой части уравнения (13.14) уже были подвергнуты детальному анализу, и выводы из него в полной мере справедливы для оценки структур полей метеорологических величин, наиболее благоприятных для локального циклогенеза.

Поскольку фронтальные разделы находятся в системе ВФЗ и струйных течений, то в их области горизонтальные градиенты давления с высотой возрастают, поэтому, как уже было показано на рис. 13.7, замкнутая циклоническая циркуляция в области фронта возникает в первую очередь у поверхности Земли, а затем распространяется на более высокие слои атмосферы. Этому распространению способствует перенос циклонического вихря по вертикали, который описывается вторым членом правой части уравнения (13.14) (конвективный член). В пределах однородной воздушной массы порядок этого члена близок к $5 \cdot 10^{-11} \text{ с}^{-2}$, но в области фронтальных зон, где вертикальные скорости могут составлять десятки см/с, его порядок сравним с порядком следующих за ним членов в уравнении (13.14).

Первый член уравнения (13.14) описывает локальное изменение вихря скорости за счет его переноса (адвекции), поэтому его принято называть адвективным. В целях оценки влияния адвекции вихря скорости на условия вихреобразования преобразуем адвективный член, используя геострофические соотношения. В результате получим

$$\begin{aligned} - \left(u \frac{\partial\Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial\Omega_z}{\partial y} \right) = & - \left[- \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \right. \\ & + \left. \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] = \frac{9,8^2}{l^2} \left[\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) - \right. \\ & \left. - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) \right]. \end{aligned} \quad (13.15)$$

Проведем дальнейшие преобразования путем введения натуральной системы координат. В этой системе примем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \partial H / \partial x &= \partial H / \partial s = 0, \quad \partial H / \partial y = -\partial H / \partial n = -H_n, \\ \partial^2 H / \partial x^2 &= K \partial H / \partial n = K H_n, \quad \partial^2 H / \partial y^2 = \partial^2 H / \partial n^2 = H_{nn}, \\ K &= 1/R, \end{aligned}$$

где K — кривизна, R — радиус кривизны. Тогда

$$-\left(u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y}\right) = -\frac{9,8^2}{l^2} H_n (k H_{ns} + K_s H_n + H_{nns}). \quad (13.16)$$

В натуральной системе координат $H_n > 0$;
 при циклонической кривизне изогипс $K > 0$, при антициклонической кривизне $K < 0$;
 при сходящихся изогипсах $H_{ns} > 0$, при расходящихся изогипсах $H_{ns} < 0$;
 при увеличении циклонической кривизны по потоку и уменьшении антициклонической кривизны $K_s > 0$;
 при увеличении антициклонической кривизны по потоку и уменьшении циклонической кривизны $K_s < 0$.

Третье слагаемое в скобках уравнения (13.16) существенно меньше первых двух и поэтому из рассмотрения может быть исключено. Знак изменения вихря скорости оценивается соотношением первых двух членов в скобках. Если их знаки противоположны, то чаще всего превалирует вклад члена $K_s H_n$.

На рис. 13.8 приведены типичные схемы структур барического поля и соответствующие им изменения вихря скорости, связанные с его адвекцией. Такие оценки весьма полезны для выделения районов вероятного циклогенеза. Роль адвекции вихря скорости в образовании циклонов достаточно велика. Так, по данным И. П. Ветлова, при возникновении циклонов повторяемость случаев адвекции положительного вихря скорости на поверхности 700 гПа составляет 73 %, на поверхности 500 гПа — 76 % и на поверхности 300 гПа — 78 %.

Анализ уравнения тенденции вихря скорости и синоптический опыт позволяют представить структуру термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятную для возникновения циклонов (рис. 13.9). В районе, где циклоны чаще всего возникают, отмечаются адвекция положительного вихря скорости, расходимость изогипс, высокая степень бароклинности в связи со сжатием изотерм, адвекция холода, высокая вероятность интенсивных восходящих движений в теплом воздухе, уменьшение циклонической кривизны изогипс вдоль по потоку.

Синоптическая практика подтверждает сделанные выше выводы. Действительно, циклоны чаще всего возникают вблизи оси высотной ложбины под ее передней частью. На рис. 13.10 показана

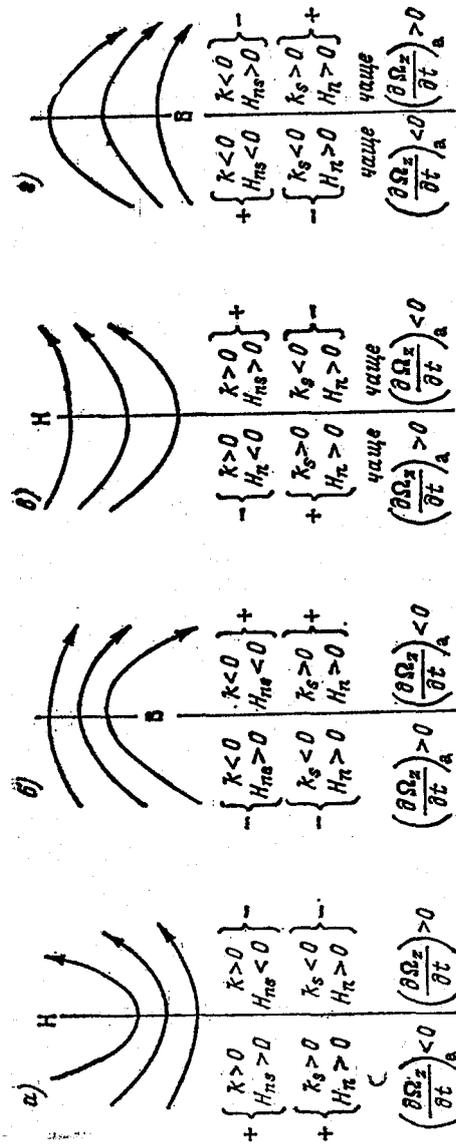


Рис. 13.8. Типовые схемы структур барического поля, определяющие различные изменения вихря скорости за счет его адвекции.

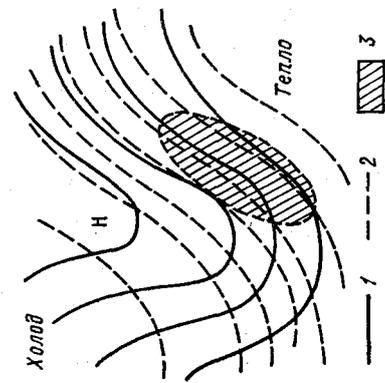


Рис. 13.9. Схема термобарического поля, наиболее благоприятного для циклогенеза.

1 — изобары, 2 — изотермы $0^{\circ} 1000$, 3 — район вероятного возникновения циклона.

интегральная ложбина на карте AT_{500} , сформированная из большого числа индивидуальных ложбин, в которых возникли и прошли свой жизненный цикл циклоны. Циклоны в начальной стадии своего развития (волновое возмущение на фронте) чаще всего

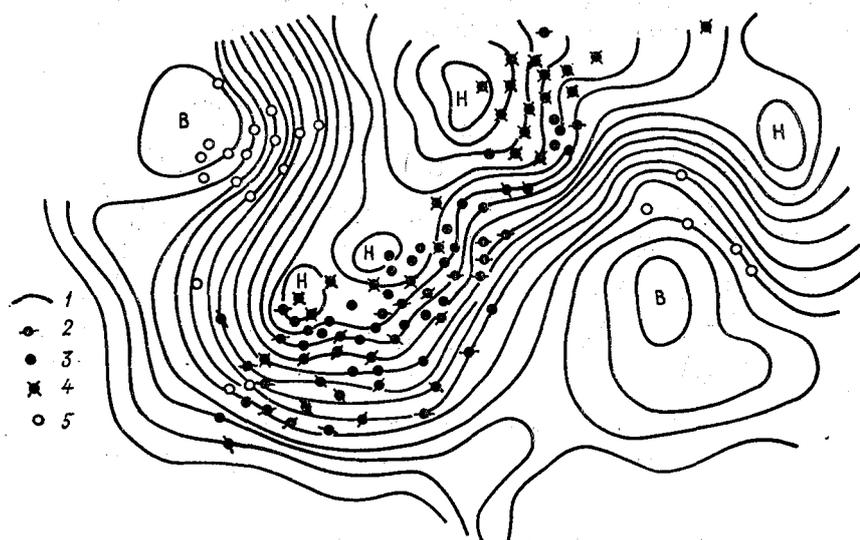


Рис. 13.10. Положение центров циклонов и антициклонов в ложбине.

1 — изогипсы AT_{500} , 2 — вершина волны на фронте, 3 — центр углубляющегося циклона, 4 — центр циклона в стадии максимального развития или заполняющийся, 5 — центр антициклона.

возникают и углубляются (переходят в стадию молодого циклона) под передней частью высотной ложбины. Вблизи оси ложбины, особенно там, где быстро убывает циклоническая кривизна вдоль потока, чаще всего наблюдаются циклоны в начальной стадии развития. Под средним участком передней части ложбины располагаются преимущественно углубляющиеся циклоны, еще далее по потоку, где наблюдается переход к антициклонической кривизне изогипс, наиболее часто наблюдаются циклоны в стадии максимального развития или заполняющиеся.

Фронтальные циклоны обычно возникают в области медленно смещающихся холодных фронтов. При этом участок фронта, расположенный в передней части возникающего циклона, приобретает характер теплого фронта, а в тылу циклона отмечается хорошо выраженная адвекция холода (рис. 13.11 а). Реже циклоны возникают на теплых фронтах (рис. 13.11 б), поскольку в тылу образующегося циклона находится уже несколько прогретый холодный воздух и далеко не всегда имеется достаточная для циклогенеза адвекция холода. При образовании циклона на теплом

фронте меняет направление движения участок фронта, находящийся в тыловой части возникающего циклона. По той же причине, что и в предыдущем случае, редко получают дальнейшее развитие циклоны, возникшие в точке окклюзии (рис. 13.11 в).

Ранее указывалось, что фронтальные циклоны обнаруживаются первоначально у поверхности Земли, поскольку здесь поле

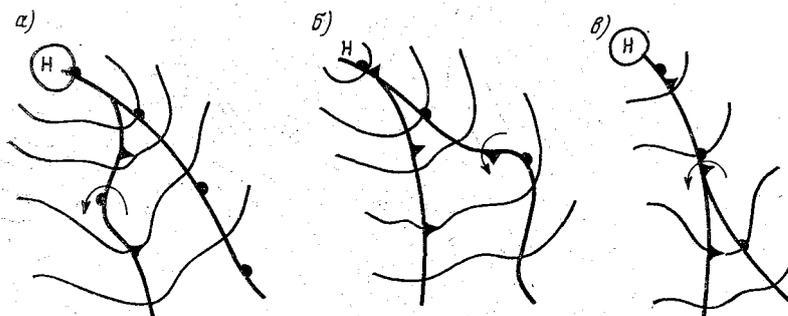


Рис. 13.11. Схемы возникновения циклонов.

а — на холодном фронте, б — на теплом фронте, в — у точки окклюзии.

давления наиболее малоградиентно по сравнению с полем давления на высотах (см. рис. 13.7). Однако это не означает, что основная масса воздуха в вертикальном столбе над центром циклона оттекает в нижней тропосфере. Наоборот, по данным Н. П. Белова, основной (до 50 %) отток воздуха при углублении циклона происходит выше 10 км, а на слой от 0 до 5 км приходится всего 25 %. Поэтому опережающее возникновение замкнутой циклонической циркуляции у земной поверхности следует рассматривать как интегральный эффект процессов, происходящих в пределах тропосферы и нижней стратосферы.

Развитие циклона как крупного атмосферного вихря связано с вовлечением во вращательное движение очень больших воздушных масс. В среднем по размерам циклоне радиусом 500 км и высотой 5 км циркулирует примерно $4 \cdot 10^{12}$ т воздуха. Поэтому развитие циклона может произойти только в тех частях атмосферы, где имеются достаточные для этого энергетические запасы.

Во внетропических широтах максимальное количество доступной потенциальной и кинетической энергии сосредоточено в области высотных фронтальных зон и струйных течений. Именно в пределах этих синоптических объектов, как было показано, возникают фронтальные циклоны.

Если в качестве характеристики доступной потенциальной и кинетической энергий использовать соответственно значения горизонтальных градиентов геопотенциала и скорость ветра на оси

струйного течения, то, надо полагать, должна существовать зависимость между значениями этих характеристик и вероятностью возникновения циклонов. Так, по данным И. П. Ветлова, повторяемость углубляющихся циклонов при градиенте OT_{1000}^{500} более 20 гп. дам на 1000 км составляет 72 %, а при градиенте менее 14 гп. дам на 1000 км — всего 20 %. При скорости ветра на уровне изобарической поверхности 300 гПа более 100 км/ч повторяемость углубляющихся циклонов составляет 63 %, а при скорости ветра на этой изобарической поверхности менее 60 км/ч она снижается до 19 %.

13.6. Эволюция внетропических циклонов

В процессе своего развития внетропический циклон претерпевает значительные качественные изменения, которые проявляются в структуре его термобарического поля и погодных условиях. Поэтому период развития циклона может быть разделен на ряд стадий. Переход из одной стадии в другую происходит постепенно, между ними нет четко выраженных границ. Определить такие границы тем более сложно, что отсутствуют возможности непрерывного слежения за циклоном, так как существующие системы наблюдений дают дискретные данные. Несмотря на некоторую условность определения границ, выделение стадий развития циклона имеет определенное познавательное и прогностическое значение, так как отражает основные закономерности преобразований термобарического поля тропосферы и связанные с ними ожидаемые изменения погоды. Вместе с тем следует иметь в виду, что возникший циклон не обязательно проходит все стадии развития. Он может заполниться сразу же после появления признаков его образования, а может пройти все стадии развития. Определение тенденции в развитии возникшего циклонического возмущения представляет одну из самых сложных задач, которая в прогностическом плане очень часто стоит перед синоптиком.

Полный цикл развития циклона как фронтального, так и термического включает в себя следующие четыре стадии:

1) стадия возникновения или начальная стадия — от начала появления признаков возникновения замкнутой циклонической циркуляции до появления первой замкнутой изобары, кратной 5 гПа. В определении второй временной границы, очевидно, существует определенная условность;

2) стадия углубления циклона или стадия молодого циклона — от момента появления первой замкнутой изобары на приземной синоптической карте до момента прекращения интенсивного углубления;

3) стадия максимального развития — давление в центре циклона изменяется незначительно;

4) стадия заполнения — от момента интенсивного роста давления в центре циклона до исчезновения замкнутой циклонической циркуляции.

Для фронтальных циклонов часто используют деление на стадии, основанные на особенностях структуры фронтальных разделов в их области. В этом случае выделяют следующие стадии развития:

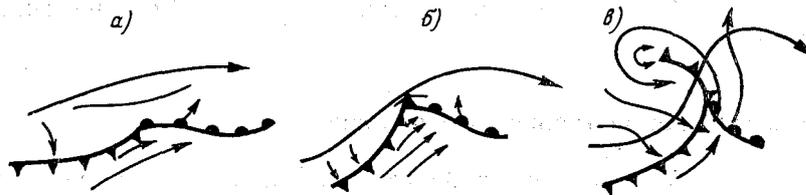


Рис. 13.12. Положение оси струйного течения и центра циклона на разных стадиях его развития.

a — волна, *b* — молодой циклон, *c* — окклюдированный циклон.

1) стадия волны — от появления волнового возмущения на фронте до оформления циклона на приземной карте погоды замкнутой изобарой, кратной 5 гПа;

2) стадия молодого циклона — от момента появления первой замкнутой изобары до начала процесса окклюдирования;

3) стадия окклюдированного циклона — от начала окклюдирования и до момента исчезновения замкнутой циклонической циркуляции.

Нетрудно заметить, что первые две стадии обеих систем по существу идентичны, а стадия окклюдированного циклона состоит из периода максимального его развития и стадии заполнения. Поэтому при описании эволюции фронтального циклона используют терминологию обеих систем деления его жизненного цикла на стадии. При анализе развития термического циклона возможно использование только первого подхода к делению периода его существования.

В начальной стадии развития фронтального циклона на приземной линии фронта возникает волнообразный изгиб, связанный с возникновением на данном участке фронта замкнутой циклонической циркуляции. Давление вблизи вершины волны падает. Над ней в средней тропосфере находится зона сгущения изогипс на картах AT_{700} и AT_{500} . Ось струйного течения проходит почти параллельно фронту на расстоянии 200—300 км от вершины волны и на расстоянии 300—400 км от холодного и теплого фронтов (рис. 13.12). Вероятность возникновения циклонов справа от оси струйного течения (осевой изогипсы ВФЗ на карте AT_{500}) равна 81 %, вблизи оси — 10 % и левее оси — только 9 %.

Над передней частью волны находится слабо выраженный барический гребень в нижней тропосфере, а в тыловой части расположена неглубокая ложбина (рис. 13.13). Вершина волны находится под дельтой ВФЗ. Осевая линия сгущения изогипс на карте OT_{1000}^{500} немного смещена относительно вершины волны в сторону

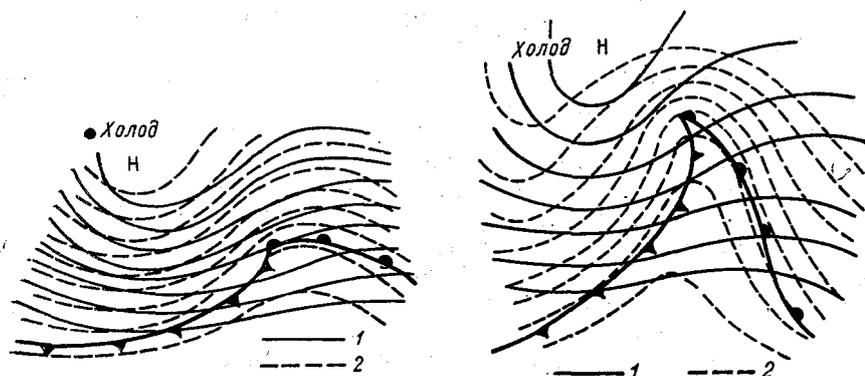


Рис. 13.13. Термобарическое поле циклона в начальной стадии развития.

1 — изогипсы AT_{700} , 2 — изогипсы OT_{1000}^{500} .

Рис. 13.14. Термобарическое поле молодого циклона.

Усл. обозначения см. рис. 13.13.

холодного воздуха. В тыловой части волны, за холодным фронтом, появляется ложбина холода, а в передней — гребень тепла.

В тыловой части волнового возмущения наблюдается адвекция холода, а в передней части — адвекция тепла. Линия нулевой адвекции проходит вблизи вершины волны. В соответствии с таким распределением адвекции термический фактор обуславливает падение давления перед теплым фронтом и рост давления за холодным фронтом. Поскольку вершина волны находится под дельтой ВФЗ, то адвекция положительного вихря скорости создает благоприятные условия для усиления циклонической циркуляции и понижения давления. С усилением циклонической циркуляции возрастает скорость фронтальных упорядоченных восходящих движений, что приводит к уплотнению и деформации облачной полосы, связанной с фронтом. Если в начальный момент (до появления волны) фронтальная облачность на спутниковых фотографиях представляла собой довольно ровную полосу без заметных изгибов, то возникшая на фронте волна приводит к ее деформации. Впереди теплого участка фронта в результате восходящего движения теплого воздуха усиливаются процессы облакообразования, в результате чего облачность уплотняется, а облачная полоса расширяется (см. рис. 8.6, точка В). В тылу волны, наобо-

рот, фронтальная облачная полоса становится уже и прогибается в сторону теплого воздуха (см. рис. 13.15а). Это приводит к расширению фронтальной зоны осадков и их интенсификации.

Погода по обе стороны линии фронта определяется свойствами разделенных воздушных масс, а в зоне фронта — свойствами фронтальных разделов.

Начальная стадия развития циклона весьма скоротечна и продолжается обычно менее полусуток.

При дальнейшем усилении замкнутой циклонической циркуляции циклон из волновой стадии развития может перейти в стадию молодого циклона. В этом случае продолжается дальнейшая деформация приземной линии фронта, в результате чего возникает отчетливо заметный сектор циклона, где находится теплый воздух, так называемый теплый сектор (рис. 13.14). Число замкнутых изобар на приземной карте погоды увеличивается. Циклон в этой стадии развития становится обычно средним барическим образованием и на уровне изобарической поверхности 700 гПа появляются первые замкнутые изогипсы. Центр циклона на карте АТ₇₀₀ смещен по отношению к приземному центру в сторону холодного воздуха. Адвекция холода в тылу циклона становится сильнее, чем адвекция тепла в его передней части, и захватывает большую площадь, чем в стадии волны.

Струйное течение в этой стадии развития циклона приобретает большой волновой изгиб, чем в стадии возникновения циклона (см. рис. 13.12б). Расстояние от приземного центра циклона до проекции оси струйного течения становится минимальным, а расстояние от оси струйного течения до холодного и особенно теплого фронта больше. Для холодного фронта оно составляет около 400 км, а для теплого — в среднем 600 км.

Поле облачности молодого циклона представляет собой облачный вихрь, имеющий две спирали, сходящиеся в одной точке и соответствующие тепловому и холодному фронтам (рис. 13.15б). Центр облачного вихря совпадает с центром циклона на высоте 3 км и располагается в передней части высотной ложбины на карте АТ₅₀₀. Граница облачного вихря примерно совпадает с положением последней замкнутой изобары на приземной карте погоды. Иногда перед теплым фронтом заметны узкие параллельные фронту гряды конвективной облачности. Они свидетельствуют о влажнонеустойчивом состоянии воздуха перед теплым фронтом и возможности развития шквалов.

В молодом циклоне имеется три области с существенно различными погодными условиями (рис. 11.20). В передней и центральной части холодного сектора погода определяется влиянием теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и к приземной линии фронта, тем мощнее система облаков Ns—As, меньше высота нижней границы облачности, вероятнее выпадение преимущественно обложных осадков. Вместе с тем, особенно в теплое время

года здесь возможны, как уже отмечалось, грозы и выпадение ливневых осадков.

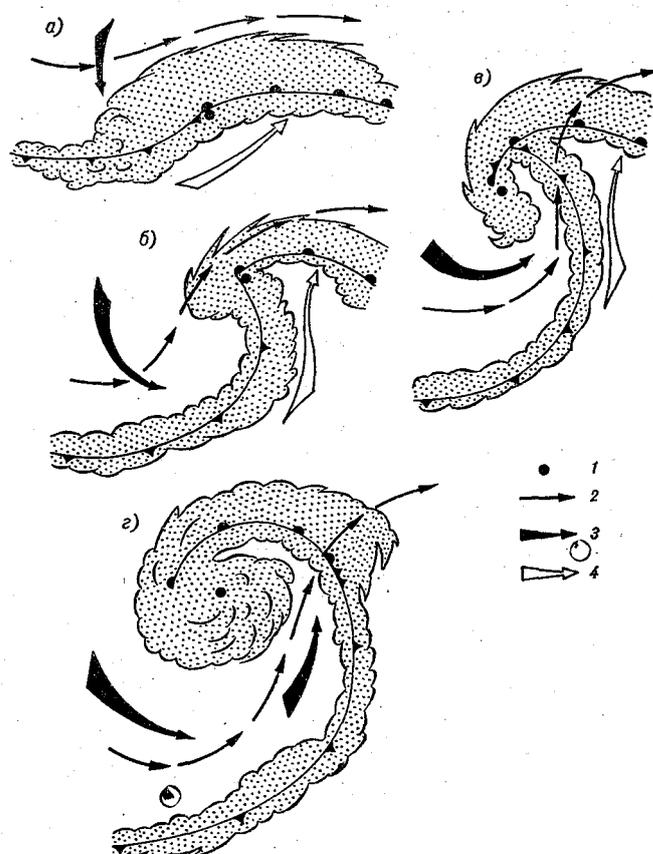


Рис. 13.15. Схемы облачных полей фронтального циклона в разных стадиях развития.

1 — центр циклона у поверхности Земли, 2 — ось струйного течения, 3 — направление перемещения холодного воздуха, 4 — направление перемещения теплого воздуха.

В тыловой части холодного сектора, за холодным фронтом, погода обуславливается свойствами холодной воздушной массы. Если холодный фронт смещается медленно и его облачная система является зеркальным отражением облачной системы теплого фронта, то в этой части холодного сектора будут обложные осадки, ослабевающие по мере удаления от фронта. Если холодный фронт быстро смещается, то при высокой влажности и неустойчивости холодного воздуха в его зоне выпадают ливневые осадки, возникают грозы, наиболее интенсивные над сушей днем,

а над морем — ночью. Если холодный воздух сухой и в нем развиты нисходящие движения, о чем может свидетельствовать сильный рост давления за фронтом, то в тыловой части циклона может быть малооблачная погода.

В теплом секторе воздушная масса обычно является устойчивой и влажной. Поэтому здесь характерны погодные условия, типичные для теплых устойчивых воздушных масс (см. гл. 10). Так как воздушная масса перемещается на территорию, ранее занимаемую холодным воздухом, то на станции происходит адвективное повышение температуры, а сама воздушная масса охлаждается. Зимой в пограничном слое часто возникают приподнятые инверсии, с которыми обычно связаны обширные поля слоистых и слоисто-кучевых облаков. Из них могут выпадать морсящие осадки. Здесь часты адвективные туманы и дымки. Суточный ход метеорологических величин невелик.

Летом в теплом секторе, в зависимости от влажности и устойчивости воздушной массы, может быть как малооблачная, так и облачная погода с развитием кучево-дождевых внутримассовых облаков, из которых выпадают ливневые осадки и с которыми могут быть связаны грозы. Но чаще всего наблюдается кучевая и мощная кучевая облачность.

Рассмотренные условия погоды в молодом циклоне являются обобщением характерных черт погоды в реальных циклонах. Поэтому применение этой модели при прогнозе погоды, когда через станцию ожидается прохождение молодого циклона, дает, как правило, хорошие результаты, особенно если вводить поправку на «начальные условия». Эта поправка должна учитывать реальное распределение метеорологических величин в различных частях циклона, скорость углубления циклона, изменение глубины ложбин, в которых лежат фронты, конфигурацию изобар в теплом секторе. При быстром углублении циклона все процессы идут более активно, зона осадков делается шире и они становятся более интенсивными. Зона обложных осадков в этом случае может охватывать часть теплого сектора в центральной части циклона.

При ложбинообразных изобарах в теплом секторе иногда выпадают обложные осадки, так как усиливаются восходящие движения за счет конвергенции трения. При гребнеобразных изобарах даже зимой могут наблюдаться прояснения.

Время существования молодого циклона обычно не превышает 1,5—2 сут.

Начало стадии максимального развития циклона совпадает с началом процесса окклюдирования. У поверхности Земли циклон уже очерчен большим числом замкнутых изобар. Он становится обычно высоким барическим образованием. Угол наклона его высотной оси к горизонту увеличивается по сравнению со стадией молодого циклона. Гребень тепла на карте OT_{1000}^{500} сужается,

ось его совпадает с верхним фронтом (см. рис. 11.21 *в, г*). Тыловая ложбина холода на карте OT_{1000}^{500} располагается ближе к центру циклона на приземной карте погоды (рис. 13.16).

В этой стадии развития циклона волновой изгиб струйного течения становится еще более значительным. Ось струйного течения

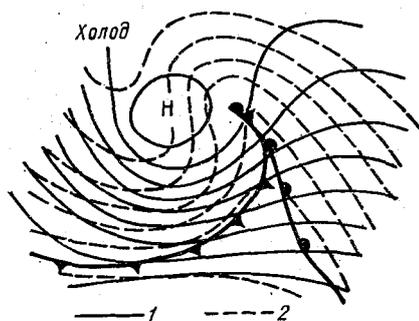


Рис. 13.16. Термобарическое поле циклона в стадии максимального развития.

1 — изотермы AT_{700} , 2 — изобары OT_{1000}^{500} .



Рис. 13.17. Термобарическое поле циклона в стадии заполнения.

Усл. обозначения см. рис. 13.16.

ния пересекает фронт окклюзии почти под прямым углом, так что приземный центр циклона оказывается уже на циклонической периферии струйного течения. Расстояние от фронтов до оси струйного течения увеличивается еще более. Удаление оси струйного течения от холодного фронта составляет в среднем около 500 км, а от теплого фронта — около 800 км.

На этой стадии развития облачная система циклона приобретает отчетливо выраженную спиралевидную форму (рис. 13.15 *в*). Рядом с ней часто наблюдается безоблачная полоса, также имеющая форму спирали (см. рис. 11.21). В центральной части циклона происходит смыкание облачных спиралей теплого и холодного фронтов. Иногда их раздельное существование можно проследить почти до центра циклона, но чаще всего доминирующей является спираль облачности холодного фронта. Пространство с меньшим количеством облаков между облачными полосами теплого и холодного фронтов становится все уже. Сравнительно малооблачная зона находится в тыловой части циклона, где можно наблюдать конвективные облака, сгруппированные в гряды.

В циклоне, находящемся в стадии максимального развития, можно выделить несколько зон с различными условиями погоды. Первые две зоны разделяются собственно фронтом окклюзии. В их частях, непосредственно прилегающих к фронту, погодные

характеристики определяются главным образом типом фронта окклюзии, характеристиками теплого воздуха, а также степенью окклюдирования. На некотором удалении от фронта окклюзии характерна погода, соответствующая типу холодной воздушной массы. На периферии окклюдированного циклона, где еще раздельно существуют теплый и холодный фронты, сохраняются три зоны погоды, характерные для молодого циклона (см. рис. 13.18).

Дальнейшее окклюдирование циклона, приводящее к вытеснению теплого воздуха наверх и исчезновению раздельного существования теплого и холодного фронтов, сопровождается его заполнением. Эта последняя стадия эволюции циклона продолжается до исчезновения последней замкнутой изобары на приземной карте погоды.

Заполнение циклона начинается у поверхности Земли за счет конвергенции трения, так как исчезают условия, благоприятствующие поддержанию и, тем более, дальнейшему понижению давления: отсутствуют адвекция положительного вихря скорости и адвективные изменения температуры. Изогипсы АТ и OT_{1000}^{500} располагаются почти параллельно (рис. 13.17). Циклон представляет собой высокое холодное барическое образование с почти вертикальной осью. Центр циклона находится слева от оси струйного течения (см. рис. 13.15 г). Поле облачности заполняющегося циклона формируется под влиянием сохранившегося вращательного движения воздуха относительно центра циклона и уменьшения интенсивности восходящих движений. В результате появляются безоблачные промежутки, разделяющие основную облачную полосу на части. Характерным признаком начала заполнения циклона является деградирующая облачная полоса теплого фронта, от которой остается только небольшой выступ. Заполняющийся циклон состоит, по существу, из сравнительно однородной холодной воздушной массы, без фронтальных разделов. Горизонтальные градиенты температуры невелики.

Время существования циклона с момента начала окклюдирования обычно достигает 3—4 сут и зависит от структуры термобарического поля над его центральной частью. Когда она неблагоприятна для поддержания падения давления в центре циклона, то его заполнение может начаться в самом начале процесса окклюдирования. При благоприятных условиях, наоборот, падение давления может продолжаться почти до исчезновения основных фронтов. Установлено, что наиболее быстро заполняются циклоны, в которых холодные воздушные массы по обе стороны фронта окклюзии на всех высотах имеют одинаковые свойства, т. е. фронт окклюзии является нейтральным.

Заполнение циклона происходит в основном за счет увеличения массы воздуха над центральной частью циклона в нижней части тропосферы. По данным П. Н. Белова, в области интен-

сивно заполняющегося циклона приток массы, приводящий к росту давления у Земли, на 80 % происходит в слое Земля — 5 км.

В окклюдирующемся циклоне между фронтом окклюзии и одним из хорошо выраженных вторичных холодных фронтов в тыловой части циклона может возникнуть вторичный теплый сектор (рис. 13.18). Такие циклоны со вторичным теплым сектором, образованным фронтом окклюзии и вторичным холодным фронтом, могут достигать большой глубины и существовать длительное время. В этих циклонах можно выделить две области с различными условиями погоды, аналогичные молодому циклону. Одна из областей находится в центральной части циклона, где можно выделить зоны характерных погодных условий перед фронтом окклюзии, за вторичным холодным фронтом и во вторичном теплом секторе. Вторая область находится на периферии циклона, где

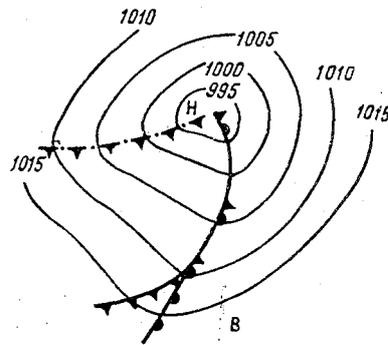


Рис. 13.18. Окклюдированный циклон со вторичным теплым сектором.

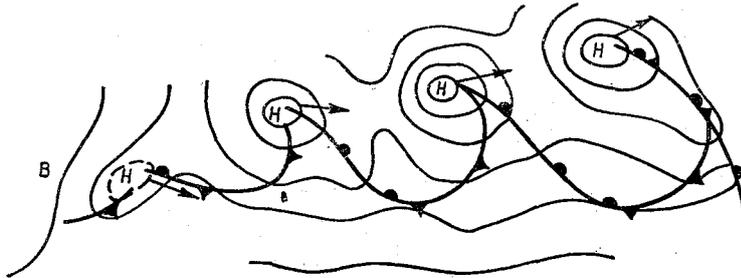


Рис. 13.19. Схема-пример циклонической серии на приземной карте погоды.

также можно выделить свои три зоны особых погодных условий: перед основным теплым фронтом, за основным холодным фронтом и в основном теплом секторе.

Однако погодные условия во вторичном теплом секторе, как правило, отличаются от погодных условий в основном теплом секторе. Воздушная масса, находящаяся во вторичном теплом секторе, является относительно теплой только в нижних слоях и поэтому неустойчива. В ней даже в холодное полугодие часто возникает кучево-дождевая облачность и выпадают ливневые осадки.

В связи с тем что благоприятные условия для циклогенеза в каком-либо районе могут сохраняться длительное время, в течение его может возникнуть несколько циклонов на одном и том же

фронте. Перемещаясь по направлению воздушных течений, эти циклоны образуют циклонические серии. Первым в этой серии является наиболее «старый», обычно окклюдированный циклон, а последним — наиболее «молодой» циклон (рис. 13.19). Циклоны одной серии разделены между собой промежуточными антициклонами (гребнями). Заканчивается серия обычно вторжением в тыл последнего циклона порции холодного воздуха, оформленной в виде заключительного антициклона.

13.7. Регенерация циклонов

Под *регенерацией циклона* понимают процесс углубления ранее заполнявшегося циклона или резкое увеличение интенсивности

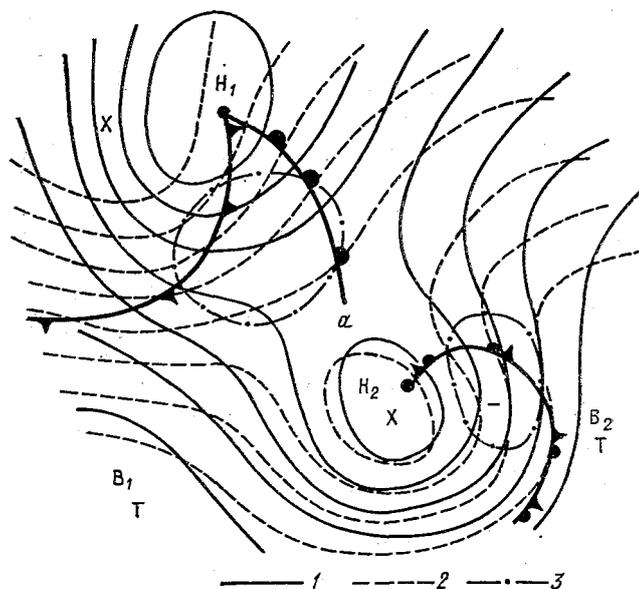


Рис. 13.20. Схема термобарического поля при регенерации окклюдированного циклона.

1 — изогипсы AT_{500} , 2 — изогипсы OT_{1000}^{500} , 3 — изаллогипсы AT_{500} .

углубления медленно углублявшегося циклона. После регенерации циклон проходит такой же путь своей эволюции, как и вновь возникшее барическое образование, но на фоне более низкого давления. Основным процессом, обуславливающим регенерацию циклона, является вторжение в его тыл новой порции холодного воздуха, что приводит к повышению асимметрии температурного поля циклона и падению давления вблизи его центра. Типичная схема регенерации высокого окклюдированного циклона представлена на рис. 13.20.

Циклоны H_1 и H_2 , приземные центры которых отмечены точками, являются высокими и близко расположенными друг к другу. Циклон H_2 температурно симметричен, поскольку центр

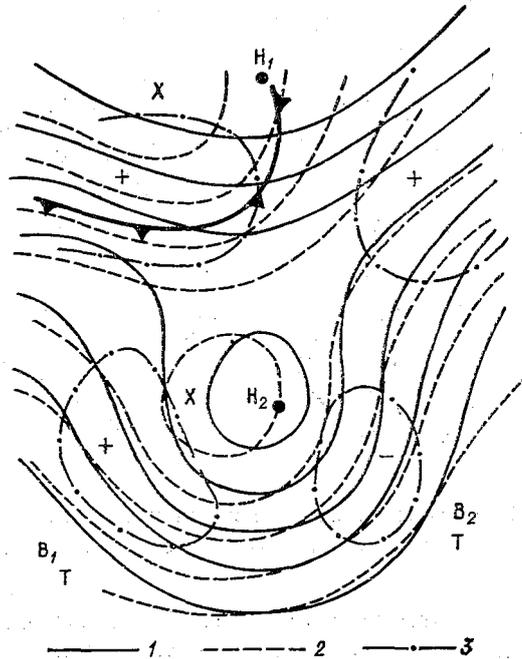


Рис. 13.21. Схема термобарического поля, исключающего регенерацию циклона.

Усл. обозначения см. рис. 13.20.

области холода почти совпадает с приземным и высотным центрами циклона, а изотермы почти параллельны изогипсам. Поэтому адвективные изменения температуры в его области незначительны. Осевая изогипса ВФЗ проходит по периферии этого циклона. Циклон H_1 хотя и высокий, но еще температурно асимметричный, с теплым сектором, и занимает большую площадь, чем циклон H_2 .

При такой структуре термобарического поля и адвекции холода в тылу циклона H_1 создаются благоприятные условия для падения давления вблизи (на рис. 13.20 немного левее и выше) гиперболической точки седловины (a). Падение давления здесь определяется возрастанием контрастов температуры, адвекцией положительного вихря скорости и расходимостью изогипс. Образуется обширная область отрицательных значений изаллогипс AT_{500} (верхняя на рис. 13.20), на периферии которой находится гиперболическая точка. В передней части циклона H_2 за счет адвекции положительного вихря скорости также создается очаг от-

рицательных изаллогипс AT_{500} , вытянутый в направлении гиперболической точки седловины. Таким образом происходит циклоническое преобразование высотного деформационного поля и создаются условия для объединения циклонов H_1 и H_2 . Холодный воздух за холодным фронтом циклона H_1 вторгается в тыл цик-

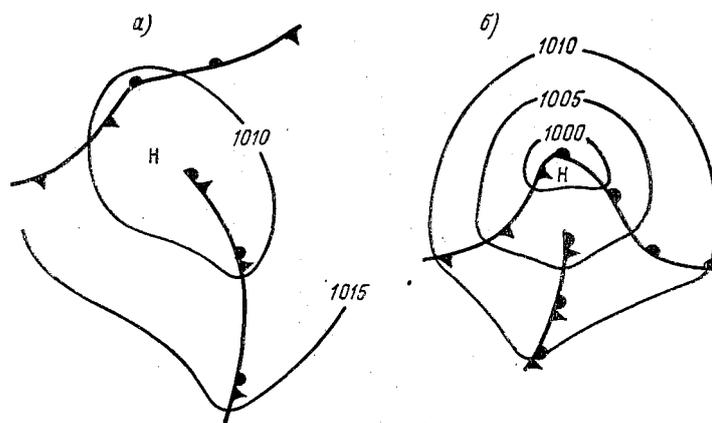


Рис. 13.22. Схема регенерации циклона на новом основном фронте.

a — начальное положение изобар и фронтов, *б* — положение изобар и фронтов после регенерации.

лона H_2 , и область холода этого циклона теряет свою самостоятельность, объединяясь с ложбиной холода циклона H_1 . Холодный фронт входит в циклон H_2 , в результате чего возникает новый теплый сектор в объединенном циклоне, регенерировавшем в результате рассмотренного процесса. Если адвекция холода будет направлена не в тыл циклона H_2 , а в его переднюю часть, как это показано на рис. 13.21, то регенерация циклона не происходит.

Процесс вхождения в систему заполняющегося циклона нового основного фронта схематически представлен на рис. 13.22. Резкое углубление низких молодых циклонов также происходит в результате затока в его тыловую часть более холодного воздуха.

Возможен вариант, связанный с развитием на холодном фронте вблизи центра уже существующего циклона нового циклона с последующим его смещением (рис. 13.23).

В некоторых случаях процессы регенерации происходят неоднократно, что поддерживает длительное существование обширных малоподвижных циклонов, которые надолго нарушают доминирующий западный перенос, и поэтому их называют блокирующими или центральными.

Регенерировавший окклюдированный циклон имеет внешние признаки молодого, поскольку в нем имеется теплый сектор с ха-

раактерными для него условиями погоды, но в отличие от молодого циклона он с самого начала является высоким барическим образованием.

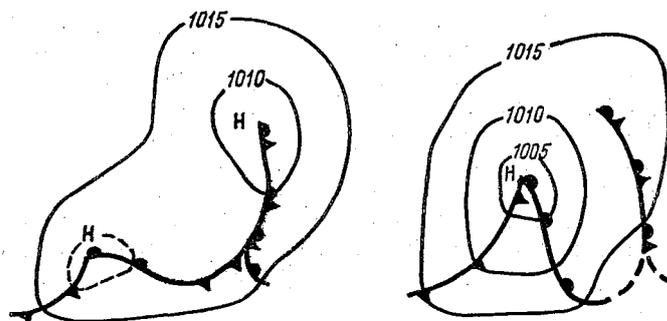


Рис. 13.23. Схема регенерации циклона при развитии нового циклона на холодном фронте.

13.8. Тропические циклоны

Тропический циклон — область пониженного давления в тропиках, с которой связана вихреобразная система движения масс теплого влажного воздуха. Обычно термин тропический циклон (ТЦ) применяют к тем системам движения, которые характеризуются очень сильными ветрами и обильными ливневыми осадками. Горизонтальные размеры ТЦ колеблются от 300 до 1500 км. Радиус области ветров максимальной скорости достигает нескольких десятков километров и обычно не превышает 100 км, однако ветры со скоростью $V \geq 15$ м/с могут распространяться до 500 км от центра циклона. Развитой ТЦ распространяется по вертикали до высоты 13—15 км. Связанная с ТЦ циркуляция захватывает всю тропосферу. Интенсивность циркуляции наиболее значительна в нижней тропосфере, с высотой она уменьшается.

ТЦ возникают над тропическими частями океанов и морей, причем наибольшее число новообразований отмечается между 10 и 20° широты. Зародышем ТЦ служит так называемое начальное циклоническое возмущение (НЦВ). Над тропическими морями и океанами существует много подобных возмущений. На ежедневных картах погоды их можно насчитать более десятка. Однако лишь немногие из них преобразуются в тропический циклон даже в тех случаях, когда оказываются в благоприятных условиях для своего развития.

Пока общепринятой теории тропического циклогенеза нет. Взгляды метеорологов на пути возможного решения этой проблемы расходятся. Многообразие мнений можно представить в виде двух концепций. Одна концепция базируется на предположении

о том, что основой циклогенеза в тропиках является организованная конвекция, вторая предполагает влияние внешних внетропических процессов.

В Тихом океане тропические циклоны, как правило, возникают сериями по 2—3 циклона. В Атлантике же преимущественно образуются одиночные циклоны. В процессах тропического циклогенеза удалось установить определенную периодичность. Так, в сезон ураганов пик активности циклогенеза прослеживается каждые 17—18 сут. Периодичность тропического циклогенеза безусловно связана с циклонической деятельностью атмосферы во внетропических широтах, в результате которой имеют место холодные вторжения, достигающие низких широт. Накладываясь на существующие в тропиках волновые возмущения, эти вторжения усиливают неустойчивость и тем самым способствуют развитию возмущений.

Непосредственной причиной возникновения ТЦ часто служит распространение глубокой высотной полярной ложбины из умеренных широт в тропики. Такая ложбина производит инициирование НЦВ, а ее поступательное движение приводит к тому, что возникшее НЦВ оказывается под высотным гребнем. Иными словами, создается наиболее благоприятная для циклогенеза ситуация, когда в нижних слоях наблюдается конвергенция, связанная с НЦВ, и в верхней тропосфере — дивергенция, связанная с высотным гребнем.

Образование замкнутой циркуляции — только начало формирования циклона. Для поддержания циклонической циркуляции необходимо снабжать возникающий циклон энергией. Полагают, что энергию циклон «черпает» с поверхности океана. Давно замечено, что циклоны возникают и развиваются над водной поверхностью, температура которой не ниже 26 °С. Более того, хорошо развитый циклон, попадая на более холодную поверхность океана, начинает быстро заполняться. Выше отмечалось, что максимальная повторяемость возникновения ТЦ наблюдается в конце лета — начале осени, т. е. именно тогда, когда поверхность океана наиболее прогрета. Все это является убедительным аргументом в пользу того, что источником энергии для тропического циклона являются теплые океаны. Основным механизмом передачи энергии состоит из цепочки фазовых превращений воды. Влажный воздух, вовлеченный в сильно развитую конвекцию во влажнонеустойчивой атмосфере, в процессе конденсации выделяет огромное количество тепла. Тепло переходит в кинетическую энергию циклона. Ее диссипация за счет трения непрерывно компенсируется новыми порциями энергии, поступающей через механизм конвекции.

Давление в центре развитых тропических циклонов обычно составляет 950—970 гПа. Отмечались случаи, когда давление в центре падало ниже 900 гПа. Для тропических циклонов характерны большие горизонтальные градиенты давления, 14—17 гПа/100 км.

В отдельных особо сильных ураганах они достигали 60 гПа/100 км. Наблюдается также асимметричность в распределении горизонтальных градиентов давления. Справа от направления движения ТЦ они больше, чем слева. Это объясняется наложением барического поля циклона на барическое поле потока, в котором он движется.

С ТЦ связаны очень сильные ветры ($V \geq 33$ м/с), обуславливаемые большими градиентами давления. Разрушительные свойства циклонических ветров усиливаются их шквалистым характером. Тропические циклоны, достигающие штормовой и ураганной интенсивности, имеют теплую центральную часть. По мере удаления от центра циклона температура падает. Вблизи поверхности Земли перепады температур между центрами и периферией слабые, но с высотой они увеличиваются, достигая наивысшего значения на уровне около 10 км. Здесь перепад может достигать 10—15 °С.

Тропические циклоны преимущественно смещаются с востока на запад со средней скоростью около 20 км/ч. Однако нередко их траектории имеют весьма причудливый вид. Грубо траектории перемещения ТЦ можно разделить на три основных типа: квазипрямолинейные, криволинейные и петлеобразные.

Иногда ТЦ выходят из тропиков в умеренные широты, и в частности на Приморский край СССР, где они называются *тайфунами*. В среднем отмечается выход 1—2 тайфунов в год.

13.9. Условия возникновения и эволюция внетропических антициклонов

Внетропические термические (местные) антициклоны, так же как и термические циклоны, возникают в условиях неравномерного по площади теплообмена воздуха с подстилающей поверхностью. Летом над сушей такие антициклоны образуются в сравнительно тонком слое при охлаждении воздуха только в ночные часы. Они имеют небольшие размеры и днем, как правило, разрушаются при прогреве приземного слоя. Зимой над сушей термические антициклоны в условиях интенсивного эффективного излучения подстилающей поверхности могут существовать длительное время, зачастую превращаясь в хорошо развитые по вертикали барические образования.

Антициклоны, образование и эволюция которых связаны с высотными фронтальными зонами, называют *фронтальными*, хотя непосредственно с атмосферными фронтами у поверхности Земли они не связаны. Фронты через центральные части антициклонов не проходят, поскольку, в связи с дивергенцией трения в пограничном слое существовать, а тем более возникать там не могут. Они могут проходить по перифериям антициклонов, причем там, где изобары имеют ложбинообразную конфигурацию.

Замкнутая антициклоническая циркуляция в процессе антициклологенеза возникает в первую очередь у поверхности Земли, а затем распространяется в более высокие слои тропосферы. При этом основной вклад в рост давления у Земли вносит часть атмосферы, находящаяся выше 5 км (75 %). Разрушение антициклона связано в основном (на 70 %) с уменьшением массы столба атмосферы над центральной частью антициклона в слое Земля — 5 км.

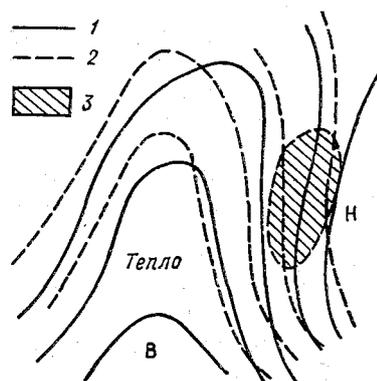


Рис. 13.24. Схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для возникновения антициклона.

1 — изогипсы AT_{700} , 2 — изогипсы OT_{500}^{1000} ,
3 — район вероятного возникновения антициклона.

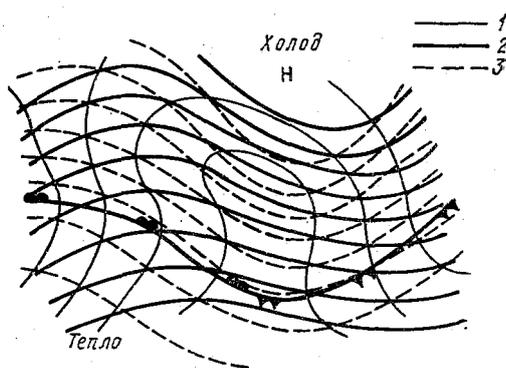


Рис. 13.25. Схема термобарического поля молодого антициклона.

1 — изобары на приземной карте погоды,
2 — изогипсы AT_{700} , 3 — изогипсы OT_{500}^{1000} .

Наиболее благоприятные условия возникновения антициклонов у поверхности Земли создаются в области барического гребня, развивающегося за линией холодного фронта, если высотное барическое поле способствует формированию отрицательного вихря скорости. В соответствии с уравнением тенденции вихря скорости (13.14) и формулой (13.16) антициклонический вихрь скорости будет возникать или усиливаться при уменьшении антициклонической кривизны изогипс или возрастании циклонической их кривизны вдоль потока, при сходимости изогипс, при смещении воздушной массы с юга на север, при больших горизонтальных контрастах температуры и при малой шероховатости подстилающей поверхности. Вопрос о влиянии неоднородности в распределении по горизонтали вертикальной скорости и по вертикали скорости ветра не может быть решен так же однозначно, как в случае возникновения и эволюция фронтальных циклонов. Барические поля, в которых создаются благоприятные условия для возникновения антициклона, представлены в схематическом виде в левой части рис. 13.8 а и в правой части рис. 13.8 б, а схема термобарического поля тропосферы — на рис. 13.24.

В процессе своего развития антициклон проходит четыре стадии: начальную (возникновения), молодого антициклона, стадию максимального развития и стадию разрушения.

Молодой антициклон на приземной карте погоды обычно представляет собой гребень за холодным фронтом, в центральной части которого можно заметить замкнутую антициклоническую циркуляцию.

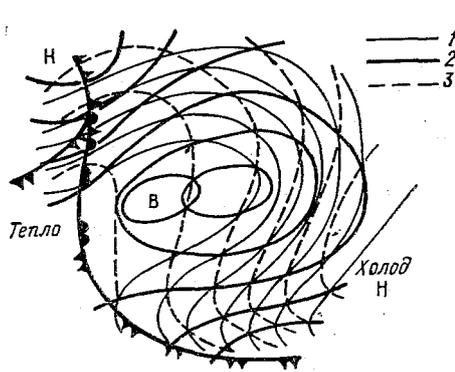


Рис. 13.26. Схема термобарического поля антициклона в стадии максимального развития.

Усл. обозначения см. рис. 13.25.

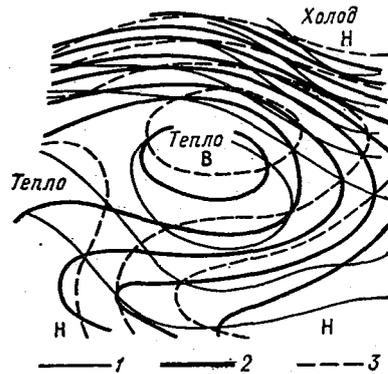


Рис. 13.27. Схема термобарического поля антициклона в стадии разрушения.

Усл. обозначения см. рис. 13.25.

куляцию. Он является низким холодным барическим образованием (рис. 13.25). В его тыловой части наблюдается адвекция тепла и уменьшение антициклонической кривизны изогипс вдоль потока, последнее способствует продолжению процесса антициклоногенеза.

По мере вертикального развития за счет нисходящих движений, антициклон становится теплее, что приводит к развитию гребня тепла в его тыловой части, усилению адвекции тепла и формированию высотного центра (рис. 13.26).

К началу заключительной стадии развития антициклона оказывается сформированной замкнутая тропосферная область тепла, положение которой близко к положению центральной части антициклона на приземной карте погоды и на картах АТ тропосферных уровней (рис. 13.27).

Погодные условия в антициклоне, поскольку он сформирован в воздушной массе одного типа, определяются ее свойствами и условиями трансформации.

В центральных частях антициклонов в связи с нисходящими движениями воздуха обычно малооблачно. Поэтому ночью при

достаточной влажности в приземном слое могут наблюдаться радиационные туманы. Зимой при высокой влажности под инверсией оседания может образоваться сплошная слоистая и слоисто-кучевая облачность.

Северная периферия антициклона соседствует обычно с теплым сектором циклона, находящегося севернее. Для нее характерна погода теплой воздушной массы. Летом наблюдаются облака кучевых форм и иногда облака верхнего яруса. Зимой наблюдаются слоистые и слоисто-кучевые облака, иногда выпадают морозящие осадки, образуются адвективные туманы.

Западная периферия антициклона находится восточнее передней части циклона с предфронтальной погодой, характерной для теплого фронта или фронта окклюзии. Поэтому здесь могут появиться первые признаки облачной системы этих фронтов в виде перистых облаков. В холодное полугодие при адвекции теплого влажного воздуха образуются адвективные туманы и низкая слоистая и слоисто-кучевая облачность, из которой могут выпадать морозящие, а иногда, при большой толщине облаков, слабые обложные осадки. Летом на западной периферии антициклона обычно наблюдается конвективная облачность, при большой влажности отмечаются грозы.

Антициклон в случае стационарирования может служить препятствием для перемещения циклонов с запада на восток. Тогда на его западной периферии возрастают горизонтальные градиенты температуры и давления, возникают сильные ветры.

На южной периферии антициклона часто можно наблюдать облака верхнего, а иногда и среднего яруса, связанные с фронтальной системой циклона, который находится южнее. Зимой из высоко-слоистых облаков могут выпадать обложные осадки. В переходной зоне между антициклоном и углубляющимся южнее циклоном могут возникать большие градиенты давления и сильные ветры. Такая синоптическая ситуация на юге европейской части СССР иногда возникает зимой.

На восточной периферии наблюдается адвекция холодного воздуха и погода, типичная для холодной неустойчивой воздушной массы. Поэтому летом здесь характерна конвективная облачность. Обычно поступающий из более высоких широт воздух довольно сухой, в нем образуются преимущественно кучевые облака, но при более высокой влажности могут возникать кучево-дождевые облака и выпадать ливневые осадки.

Рассмотренные выше погодные условия характерны для находящихся в стадии максимального развития внетропических антициклонов в умеренных широтах над континентами. В реальных условиях погодные характеристики могут быть несколько иными, что следует иметь в виду при анализе и прогнозе синоптических процессов и погоды. Антициклоны, так же как и циклоны, могут регенерировать. Этот процесс иногда представляет собой усиление

малоподвижного антициклона за счет вхождения в него заключительного антициклона. Таким образом, в частности, происходит поддержание существования субтропических антициклонов: они усиливаются за счет слияния с ними внетропических подвижных антициклонов. Другой процесс регенерации происходит при развитии нового антициклона в отростке существующего. В этом случае на фоне старого антициклона по существу образуется новый антициклон. После регенерации термобарическое поле антициклона по своей структуре не соответствует схеме новообразования, а представляет собой несколько измененное поле старого антициклона.

13.10. Блокирующие антициклоны

Обширные стационарные циклоны и антициклоны прослеживаются по всей толще тропосферы и в нижней стратосфере. Фронтальные разделы и ВФЗ проходят по перифериям этих образований, которые являются компонентами высотных деформационных полей, в силу чего сами определяют характер циркуляции над большими территориями.

Стационарные циклоны и антициклоны могут развиваться из фронтальных барических образований путем их слияния или регенерации. В других случаях они возникают в результате «отсечения» южных частей высотных ложбин и северных частей высотных гребней при широтных преобразованиях термобарического поля тропосферы.

Частным случаем высокого обширного антициклона является *блокирующий антициклон*. Так называют обширные, высокие и малоподвижные антициклоны, нарушающие господствующий в умеренных широтах западный перенос на длительное время (от нескольких суток до нескольких недель). С блокированием связаны резкие аномалии погоды, в связи с чем изучению этого явления уделяется большое внимание.

Изучение повторяемости блокирующих антициклонов в разных физико-географических районах и в различные сезоны года показывает, что блокирование связано с определенными особенностями температурного поля подстилающей поверхности. Частота возникновения блокирующих антициклонов в различных районах северного полушария приведена на рис. 13.28. Как видно из рисунка, зимой блокирующие антициклоны чаще всего возникают над восточными районами Атлантического и Тихого океанов, к востоку от теплых океанических течений. Летом, наоборот, их возникновение чаще всего происходит над континентами. Исключением являются антициклоны, возникающие зимой в районе Уральского хребта. Анализ таких случаев показывает, что формирование блокирующих антициклонов над Уралом происходит в результате интенсивной адвекции теплого воздуха с Черного моря.

Таким образом, блокирующие антициклоны имеют тенденцию возникать над относительно теплой для данного сезона года подстилающей поверхностью. Данные о продолжительности существования блокирующих антициклонов также подтверждают этот вывод. Так, средняя продолжительность существования антициклонов над океанами зимой составляет 6,6 сут, а над материками — 5,8 сут, летом соответственно 4,8 и 6,0 сут. Эти данные показы-

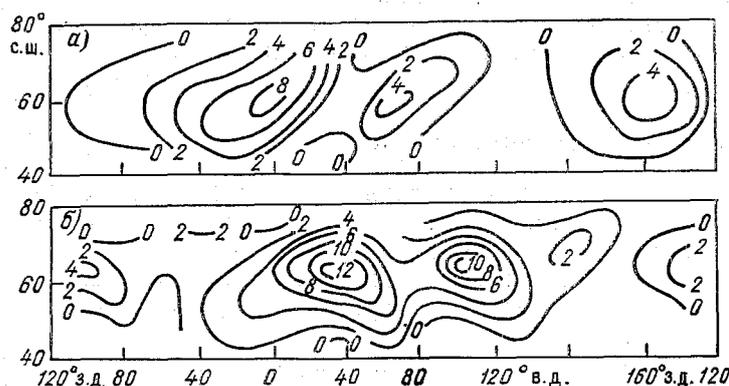


Рис. 13.28. Частота возникновения блокирующих антициклонов на уровне 500 гПа. По В. Г. Семенову.

а — зима, *б* — лето.

вают, что зимой над океанами, а летом над материками создаются более благоприятные условия для возникновения и существования блокирующих антициклонов.

На рис. 13.29 показано распределение на различных долготах северного полушария частоты возникновения блоков средней многолетней температуры воздуха в январе на 60° с. ш. (вблизи этой широты чаще всего возникают блокирующие антициклоны) и разности температур на 40-й и 60-й параллелях на различных долготах. Видно, что, во-первых, в районах максимальной частоты формирования блокирующих антициклонов наблюдается наиболее высокая температура воды в северных широтах и, во-вторых, в этих районах наблюдается минимальная разница в температуре воды северных и более южных широт. О степени «перегретости» воздуха на севере указанных районов можно судить по тому, что температура воздуха зимой над Норвежским морем выше соответствующих среднеширотных ее значений на 20—24 °С, а над Тихим океаном, у берегов Америки, — на 12 °С.

Из рассмотренных 114 случаев формирования блокирующих антициклонов 82 наблюдались над Атлантическим океаном и 32 — над Тихим. Поэтому можно считать, что частота возникновения

блокирующих антициклонов пропорциональна степени перегретости воздуха в данном районе. В силу того что над теплой океанической поверхностью зимой происходит интенсивное вертикальное перемешивание воздуха, особенности температурного поля подстилающей поверхности быстро передаются всей нижней половине

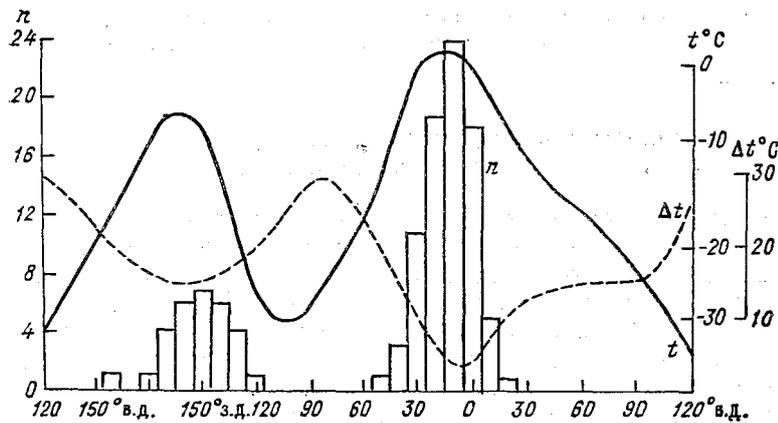


Рис. 13.29. Число блокирующих антициклонов (n), средняя температура воздуха вдоль параллели 60° с. ш. (t) и разность температур воздуха на параллелях 40 и 60° с. ш. в январе (Δt).

тропосферы. Поэтому зимой над теплыми океаническими течениями даже на средних многолетних картах барической топографии отмечаются высотные гребни. Это обстоятельство показывает, что именно здесь наиболее часто наблюдается тенденция к образованию высотных гребней. Совершенно очевидно, что интенсивность гребней в свете сказанного должна находиться в прямой зависимости от температуры воды в северных широтах: чем она выше, тем более интенсивным должен быть высотный гребень. Следовательно, необходимым условием для возникновения блокирующих антициклонов должна быть высокая температура воды в северных районах.

Другим не менее важным условием развития блокирующих антициклонов должно быть такое преобразование поля температуры подстилающей поверхности, при котором на большой территории, соизмеримой по площади с блокирующими антициклонами, оно станет малоградиентным. Наиболее заметное преобразование легче всего может осуществляться в тех районах, где разница температур подстилающей поверхности в высоких и низких широтах минимальна. Такая минимальная разница температур в высоких и низких широтах в северном полушарии зимой наблюдается в областях теплых океанических течений. Как видно из рис. 13.29, на нулевом меридиане разность температуры на 40 -й и

60-й параллелях составляет всего 5°C , в то время как в центральных районах материков она достигает $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$. Поэтому достаточно небольшого повышения температуры на севере и понижения ее на юге, чтобы произошло существенное преобразование поля температуры. Следовательно, зимой именно над теплыми океаническими течениями создаются наиболее благоприятные условия для возникновения блокирующих антициклонов. И действительно, как видно из рис. 13.28, именно здесь и возникают эти антициклоны.

13.11. Особенности распределения общего содержания озона в циклонах и антициклонах

Анализ озонметрических и синоптических материалов показывает, что общее содержание озона в циклонах больше, чем в антициклонах. В циклонах оно в среднем в умеренных и высоких широтах равно $0,341$ атм/см, а в антициклонах — $0,319$ атм-см, т. е. в циклонах на 7% больше. Эти различия, скорее всего, связаны с тем, что в холодном воздухе, поступающем из более высоких широт, содержание озона больше, чем в теплом.

Условием возникновения циклона является адвекция холодного воздуха в его тыловой части, превышающая адвекцию тепла в передней части. С этим процессом, очевидно, связано увеличение содержания озона. Антициклон развивается в случае интенсивной адвекции тепла в его тыловой части, и превышающей адвекцию холода в передней части. Поэтому в целом общее содержание озона в антициклоне становится меньше среднего значения.

Отклонения среднесуточного общего содержания озона от среднего за декаду в циклонах чаще положительные, а в антициклонах — отрицательные, причем в разных частях циклонов и антициклонов отклонения различны. В тыловой части циклона средние значения отклонения положительны, а в передней — отрицательны (табл. 13.3), причем положительные отклонения чаще больше по значению, чем отрицательные, и занимают большую площадь циклона (рис. 13.30). В антициклонах, наоборот, в тыловой части средние значения отклонений от средних декадных ве-

Таблица 13.3

Средние отклонения общего содержания озона в разных частях циклонов и антициклонов в пределах $35\text{--}70^{\circ}$ с. ш. по данным 13 станций (атм-см). По Г. П. Гущину

Часть барического образования	Циклон	Антициклон
Передняя	—0,009	—0,010
Тыловая	0,013	0,002
В целом	0,007	—0,004

личин общего содержания озона положительны, а в передней части — отрицательны (см. табл. 13.3). При этом максимальные отрицательные отклонения по абсолютному значению больше, чем

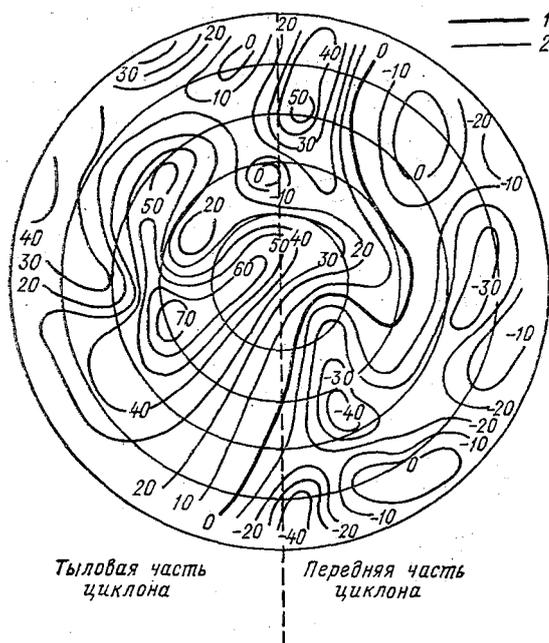


Рис. 13.30. Отклонения общего содержания озона от средних декадных значений в циклоне (средняя картина по 214 циклонам) в матм-см. По Г. П. Гущину.

1 — линия нулевого отклонения озона, 2 — линии равных отклонений озона, concentрические окружности — изобары приземного давления.

положительные (рис. 13.31). Площади, занятые положительными и отрицательными отклонениями, примерно одинаковы.

Отклонения содержания атмосферного озона в циклонах и антициклонах имеют годовой ход (табл. 13.4). Максимум отклонений в циклонах приходится на весну (точнее, по средним месячным

Таблица 13.4

Средние отклонения от средних сезонных значений общего содержания озона в циклонах и антициклонах (атм-см). По Г. П. Гущину

Барическое образование	Весна	Лето	Осень	Зима
Циклон	0,010	0,001	0,006	0,009
Антициклон	-0,002	-0,006	-0,003	-0,012

данным, на февраль—март), в антициклонах — на зиму (январь—февраль). Минимум отклонений в циклонах отмечается летом (июнь—август), в антициклонах — весной (апрель—май). Поскольку межсуточная изменчивость общего содержания озона тесно связана с аналогичной характеристикой давления на уровне

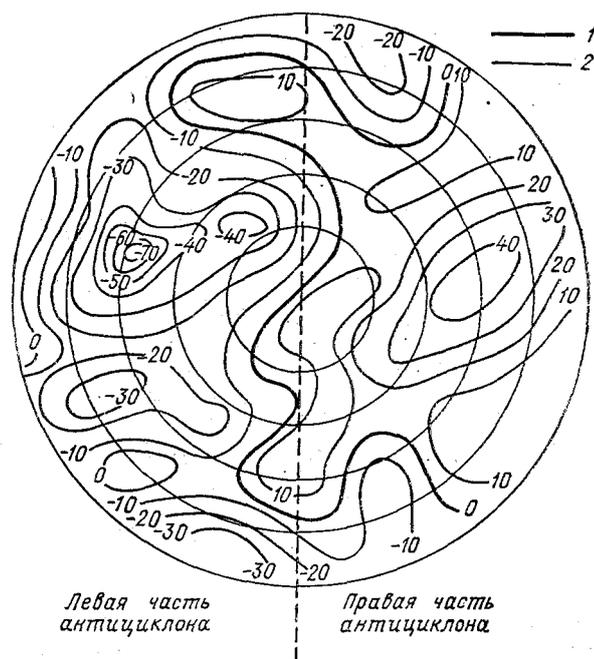


Рис. 13.31. Отклонения общего содержания озона от средних декадных значений в антициклоне (средняя картина по 151 антициклону) в мат-см. По Г. П. Гущину.

Усл. обозначения см. рис. 13.30.

моря ($r = -0,45$), то можно предположить наличие связи между образованием циклонов и антициклонов и изменением общего содержания озона. Так, по данным Л. А. Урановой, циклоны обычно возникают в области, где за 2—3 сут до этого образовался минимум озона (84 % случаев для Северной Америки). Траектории движения циклонов проходят вдоль траекторий движения минимумов озона. Циклон заполняется чаще всего сутки спустя после исчезновения минимума озона.

Антициклон возникает 2—3 сут спустя после того, как образовался максимум общего содержания озона. Антициклон существует более 2 сут, если максимум озона существует не менее одних суток. Замечено, что антициклон начинает движение через сутки

после начала движения максимума озона. Траектория движения антициклона проходит вдоль траекторий максимумов озона, отклоняясь не более чем на 200 км.

13.12. Перемещение циклонов и антициклонов

Рассмотрим перемещение циклонов и антициклонов, используя их модели, основанные на представлении этих барических образований в виде квазитвердых вращающихся тел, переносимых на каждом уровне с воздушным потоком на этом уровне. Такое перемещение будет сопровождаться локальными изменениями давления. Поэтому перед перемещающимся циклоном наблюдается локальное падение давления, а за ним — рост. Перед перемещающимся антициклоном отмечается локальный рост давления, а за ним — падение. В связи с этим утверждение, что циклон перемещается в сторону падения давления, а антициклон — в сторону роста, правильно только как описание внешней стороны процесса перемещения циклона. По существу, основываясь на принятой нами модели, циклон или антициклон не смещается в сторону областей соответственно падения или роста давления, а вызывает их появление на своем пути. В 1931—1932 гг. В. М. Михель и С. И. Троцкий на материалах наблюдений установили, что приземные центры циклонов и антициклонов перемещаются в направлении невозмущенных этими барическими образованиями потоков над ними в средней тропосфере со скоростью, пропорциональной скорости этих потоков. Эти невозмущенные воздушные течения были названы ведущими потоками, а сформулированное выше правило — *правилом ведущего потока*.

Получим формулу для расчета скорости перемещения приземного центра барического образования (циклона или антициклона). В предположении отсутствия вертикальных движений на изобарической поверхности p_0 , достаточно близкой к земной поверхности (например, $p_0 = 1000$ гПа), геопотенциал которой $H_{p_0}(x, y, t)$, будут выполняться следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x}, \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y}. \end{aligned} \quad (13.17)$$

В центре перемещающегося циклона (антициклона)

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} = 0. \quad (13.18)$$

В соответствии с принятой моделью барическое образование смещается со скоростью воздушного потока. Отсюда следует, что

$$u = C_x \text{ и } v = C_y,$$

где C_x и C_y — составляющие скорости перемещения центра барического образования. Тогда, с учетом (13.18) можно представить (13.17) следующим образом:

$$C_x \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial x^2} + C_y \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial x \partial y} = - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x},$$

$$C_x \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial x \partial y} + C_y \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial y^2} = - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y}. \quad (13.19)$$

Можно записать, что

$$H_{p_0} = H_p - H_{p_0}^p, \quad (13.20)$$

где H_p — геопотенциал некоторой вышерасположенной изобарической поверхности p . Используя барометрическую формулу геопотенциала, перепишем (13.20) в виде:

$$H_{p_0} = H_p - RT_m \ln \frac{p_0}{p}, \quad (13.21)$$

где T_m — средняя температура слоя между изобарическими поверхностями p_0 и p . Теперь, дифференцируя (13.21) по t и $x(y)$, получим:

$$- \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_p}{\partial t},$$

$$- \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_p}{\partial t}. \quad (13.22)$$

или

$$C_x \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial x^2} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_p}{\partial t},$$

$$C_x \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} + C_y \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial y^2} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_p}{\partial t}. \quad (13.23)$$

Если направить ось X вдоль траектории движения центра, то

$$C_y = 0 \text{ и } C_x = C.$$

Кроме того, если учесть, что для центра циклона

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} = 0,$$

то получим, что

$$\frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial v^2} C = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t}, \quad (13.24)$$

где C — скорость перемещения барического образования на изобарической поверхности p_0 вдоль траектории движения, v — направление перемещения. Следовательно,

$$C = \frac{R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial v}{\partial v} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t}}{\partial^2 H_{p_0} / \partial v^2}. \quad (13.25)$$

Формула (13.25) показывает, что скорость перемещения центра барического образования на изобарической поверхности p_0 зависит от распределения изменений во времени средней температуры слоя между этой поверхностью и вышележащей изобарической поверхностью p , от геопотенциала изобарической поверхности p , а также от интенсивности барического образования. Из анализа формулы (13.25) можно сделать следующие выводы.

За счет неоднородности распределения изменений температуры вдоль траектории перемещения циклона его центр на нижележащей изобарической поверхности p_0 перемещается в ту сторону, где $\frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial T_m}{\partial t} > 0$, поскольку в центре циклона $\partial^2 H_{p_0} / \partial v^2 > 0$. Таким

образом, при повышении средней температуры слоя вдоль траектории движения циклона его центр на нижней изобарической поверхности p_0 перемещается в ту сторону, где температура или повышается больше или понижается меньше. Поскольку локальные изменения температуры обусловлены в основном адвекцией, то из этого следует, что центр циклона на изобарической поверхности p_0 будет перемещаться в сторону усиливающейся адвекции тепла или ослабевающей адвекции холода.

Рассуждая аналогично, получим вывод, что центр антициклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции холода или ослабевающей адвекции тепла. Поскольку в начальных стадиях развития в циклоне и антициклоне адвективные изменения температуры возрастают (с юга поступает обычно более теплый воздух, а с севера — более холодный), то молодые барические образования чаще всего перемещаются со значительной западной составляющей.

Влияние второго члена в числителе формулы (13.25) сказывается в том, что центр циклона на нижней изобарической поверхности p_0 смещается в сторону наибольшего понижения геопотенциала вышележащей изобарической поверхности p ($\frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t} < 0$) или в сторону ее наименьшего повышения ($\frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t} < 0$).

Центр антициклона на изобарической поверхности p_0 смещается в сторону наибольшего повышения геопотенциала вышележа-

щей изобарической поверхности $p \left(\frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t} > 0 \right)$ или в сторону ее наименьшего понижения $\left(\frac{\partial}{\partial v} \frac{\partial H_p}{\partial t} > 0 \right)$.

Формула (13.25) не дает ответа на вопрос, в какой мере наблюдается соответствие траектории движения центра циклона или антициклона на изобарической поверхности p_0 с направлением и скоростью воздушных течений на уровне изобарической поверхности p . Будем считать ветер на изобарической поверхности p градиентным. Тогда, взяв натуральную систему координат, направим ось по касательной к изогипсе s , т. е. параллельно направлению переноса, а ось n — по нормали к ней в сторону высоких значений геопотенциала. После перехода от прямоугольной системы координат к натуральной формула (13.25) приобретает следующий вид:

$$C_s = \frac{R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}}{\partial^2 H_{p_0} / \partial s^2},$$

$$C_n = \frac{R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial T_m}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}}{\partial^2 H_{p_0} / \partial n^2}, \quad (13.26)$$

где C_s — составляющая скорости перемещения центра циклона или антициклона вдоль изогипсы AT_p , C_n — составляющая скорости перемещения центра барического образования по нормали к изогипсе AT_p .

Результаты анализа траекторий перемещения циклонов показывают, что в подавляющем большинстве случаев $C_s < C_n$. Поэтому третьим членом числителя первого уравнения системы (13.26) можно пренебречь. В этих условиях результаты анализа первого уравнения по существу ничем не отличаются от выводов, полученных при анализе уравнения (13.25).

Второе уравнение показывает, что когда существуют горизонтальные нормальные к изогипсам AT_p градиенты изменений во времени средней температуры слоя между изобарическими поверхностями p и p_0 и геопотенциала изобарической поверхности в средней или верхней тропосфере, а также эллиптичность изогипс изобарической поверхности p_0 и их сгущение, то возникает нормальная к направлению изогипс составляющая переноса центра барического образования.

Оценки порядка значений, входящих в числитель второго уравнения, показывают, что различия изменения во времени средней температуры по нормали к изогипсам невелики и поэтому первым членом числителя можно пренебречь. Наибольший порядок имеет второй член, определяющий нормальную к изогипсам скорость

движения центра барического образования в зависимости от неравномерности распределения изменения геопотенциала в средней и верхней тропосфере.

Так как $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}$, то уменьшение с течением времени градиента геопотенциала изобарической поверхности p над центром барического образования $\left(\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n} < 0 \right)$ приводит к отклонению циклона вправо, а антициклона — влево от направления геострофического потока (изогипсы). Увеличение с течением времени горизонтального градиента геопотенциала изобарической поверхности p над центром барического образования приводит к отклонению центра циклона влево от изогипсы, а антициклона — вправо.

Третье слагаемое в числителе второй формулы системы (13.26) описывает зависимость отклонения траектории перемещения центра барического образования от изогипс изобарической поверхности p в связи с отличием изогипс изобарической поверхности p_0 (изобар) от концентрических окружностей. Влияние этого фактора в более наглядной форме будет рассмотрено ниже.

Результаты ежедневного синоптического анализа показывают, что центры циклонов и антициклонов у поверхности Земли перемещаются примерно вдоль изогипс АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀ со скоростью, пропорциональной скорости воздушного потока (ветра) на этих изобарических поверхностях. Коэффициент пропорциональности k зависит от скорости ветра на изобарических поверхностях 700 или 500 гПа. Примером такой зависимости могут служить данные табл. 13.5, а также формула Г. Г. Тараканова $k = (38/V_{700})^{0,862}$, дающая удовлетворительные результаты при скорости смещения циклонов, превышающей 25 км/ч. В среднем значение k принимается равным 0,8 для изобарической поверхности 700 гПа и —0,6 для изобарической поверхности 500 гПа. Следует, однако,

Таблица 13.5

Средние значения k в зависимости от скорости ветра на изобарической поверхности 700 гПа (на карте АТ₇₀₀)

Скорость ветра, км/ч	k
<30	1,5
30—35	1,2
35—45	1,0
45—55	0,8
55—65	0,7
65—85	0,7
85—100	0,6

помнить, что k может значительно отклоняться от среднего значения.

Выбор изобарической поверхности определяется степенью возмущенности воздушного потока над приземным центром барического образования, вызванной его верхней частью: возмущение должно быть минимальным. Очевидно, что рассмотренное правило перемещения барических образований неприменимо к высоким циклонам и антициклонам, поскольку в пределах тропосферы невозмущенный поток над ними отсутствует.

Угол между направлением перемещения низких циклонов у поверхности Земли и направлением воздушного потока на изобарической поверхности 700 гПа над их центрами в 65 % случаев не превышает 15° . Для приземных центров антициклонов процент совпадения направления их перемещения с направлением воздушных течений на изобарической поверхности 700 гПа несколько меньше. С увеличением скорости ветра в средней тропосфере направление траекторий движения приземных центров становится более близким к направлению изогипс AT_{700} или AT_{500} . Так, при скорости геострофического ветра на изобарической поверхности 700 гПа 60 км/ч угол отклонения траектории движения приземного центра барического образования в 90 % случаев не превышает 15° .

По статистическим данным среднее направление перемещения циклонов над СССР отклонено от западного направления к северу зимой на 10° , весной на 24° , летом на 31° , осенью на 21° и в среднем за год на 22° . Над Европой среднее за год отклонение направления движения антициклонов к югу от западного направления составляет 17° . Эффект различия в направлениях движения циклонов и антициклонов носит название сепарации, т. е. постепенного разделения циклонов и антициклонов при их движении в зональном потоке. Некоторые исследователи считают его одной из причин формирования планетарной области пониженного давления в умеренных широтах и повышенного давления в субтропиках.

Вернемся к вопросу влияния конфигурации изобар в циклоне и антициклоне на приземной карте погоды на траекторию движения их центров.

Если, так же как и ранее, представить циклон или антициклон в виде как твердого вращающегося тела, смещающегося как единое целое в направлении и со скоростью воздушного потока на каждом уровне, то можно для любой частицы этих образований записать:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial p_0}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p_0}{\partial x} + C_x \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p_0}{\partial x} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p_0}{\partial x}, \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial p_0}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p_0}{\partial y} + C_x \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p_0}{\partial y} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p_0}{\partial y}. \end{aligned} \quad (13.27)$$

Для центра циклона и антициклона выполняются условия:

$$\frac{\partial p_0}{\partial x} = \frac{\partial p_0}{\partial y} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p_0}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p_0}{\partial y} = 0.$$

Теперь, если считать, что поле давления этих барических образований только транслируется, то

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial p_0}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial p_0}{\partial y} = 0.$$

Поэтому можно записать, что

$$C_x = - \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t} \right) : \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}, \quad C_y = - \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t} \right) : \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \quad (13.28)$$

В барических системах с круговыми изобарами кривизна изобар постоянна, т. е.

$$\partial^2 p / \partial x^2 = \partial^2 p / \partial y^2 = a. \quad (13.29)$$

Тогда

$$C_x = - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}, \quad C_y = - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}. \quad (13.30)$$

Отсюда следует, что приземный центр циклона с круговыми изобарами смещается в направлении изаллобарического градиента, т. е., в сторону наибольшего падения давления. Приземный

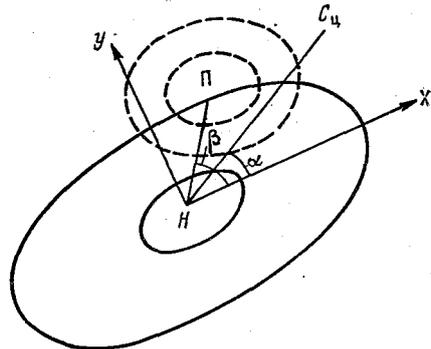


Рис. 13.32. К определению перемещения центра циклона с эллиптическими изобарами.

центр антициклона с изобарами, близкими к круговым, смещается в сторону изаллобарического асцендента, т. е. в сторону наибольшего роста давления.

Для определения направления смещения барических образований с эллиптическими изобарами у поверхности Земли направим ось X по большой оси эллипса, а ось Y — по малой (рис. 13.32).

Если обозначить через α угол между осью X и направлением движения центра $C_{ц}$, то

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C_y}{C_x} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}} \cdot \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}}. \quad (13.31)$$

Поскольку

$$\left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t} \right) : \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t} \right) = \operatorname{tg} \beta,$$

где β — угол между осью X и направлением изаллобарического градиента, то

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial^2 p / \partial x^2}{\partial^2 p / \partial y^2} \operatorname{tg} \beta. \quad (13.32)$$

Но так как при выбранном направлении осей

$$\partial^2 p / \partial y^2 > \partial^2 p / \partial x^2, \text{ то } \alpha < \beta.$$

Следовательно, циклон с изобарами, близкими к эллиптическим, перемещается в промежуточном направлении между изаллобарическим градиентом и большой горизонтальной осью циклона. Антициклон с эллиптическими изобарами перемещается в направлении между изаллобарическим асцендентом и большой горизонтальной осью центральной изобары на приземной карте погоды.

Имеется ряд эмпирических правил. Например, замечено, что молодой циклон перемещается примерно в направлении изобар теплого сектора так, чтобы теплый воздух оставался справа. Это связано со структурой термобарического поля молодого циклона, в соответствии с которой изогипсы AT_{700} или AT_{500} параллельны изобарам теплого сектора.

Два сопряженных циклона, т. е. циклоны имеющие общие замкнутые изобары, двигаются относительно друг друга против часовой стрелки. Два сопряженных антициклона совершают движение относительно друг друга по часовой стрелке. Причем барическое образование, находящееся в более ранней стадии развития, т. е. более низкое, перемещается быстрее.

13.13. Орографические влияния на циклоны и антициклоны

Орографические неоднородности оказывают существенное влияние на возникновение, эволюцию и перемещение циклонов и антициклонов. Эффект этих влияний приводит к учащению случаев цикло- и антициклогенеза в районе горных хребтов, к изменению направления движения циклонов и антициклонов, замедлению их движения, а иногда и к полной задержке перемещения (для низ-

ких антициклонов), к деформации барических образований в связи с переваливанием через хребты, к образованию фронтальных волн, развивающихся в циклоны, и к некоторым другим процессам.

Влияние горных хребтов на планетарное распределение областей цикло- и антициклогенеза сказывается в том, что в умеренных широтах циклогенез чаще происходит с подветренной стороны горных хребтов, антициклогенез — с наветренной стороны.

Эти особенности объясняются появлением в горной местности вынужденных (орографических) вертикальных движений: на наветренных склонах — восходящих, на подветренных — нисходящих. В рассмотренном ранее уравнении тенденции вихря скорости (13.3) третий член определяет изменение вихря в связи со структурой поля вертикальных движений:

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_{w, v} = -\left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y}\right). \quad (13.33)$$

Если направить ось X по нормали к хребту, а ось Y — по касательной к нему и предположить, что вдоль хребта орографические вертикальные скорости меняются мало, т. е. $\partial w/\partial y \approx 0$, то можно представить (13.34) в следующем виде:

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_{w, v} = -\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x}. \quad (13.34)$$

На наветренной стороне горы $\partial w/\partial x > 0$ и $\partial v/\partial z > 0$, поэтому $(\partial \Omega_z/\partial t)_{w, v} < 0$. Таким образом, на наветренной стороне хребта возникает антициклогенез.

На подветренной стороне $\partial w/\partial x < 0$ и $\partial v/\partial z > 0$, поэтому $(\partial \Omega_z/\partial t)_{w, v} > 0$. Следовательно, на подветренной стороне горной цепи будет наблюдаться орографический циклогенез.

К циклогенезу часто приводит вынужденная деформация линии фронта при задержке части фронта у хребта и продолжающемся смещении смежного участка фронта. Такие циклоны в Европе обычно возникают у южной оконечности Скандинавии. Здесь северный участок фронта задерживается горами, а южный продолжает смещаться вдоль Балтийского моря. Орографический циклогенез имеет место в Карпатах, на Кавказе.

При приближении циклона или антициклона к меридионально ориентированному горному хребту возникает составляющая движения вдоль хребта. Если ось X направить по нормали к хребту, а ось Y — по касательной к нему (рис. 13.33), то добавочная составляющая скорости будет равна

$$v' = 0,031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (13.35)$$

Так как $\partial h/\partial x > 0$, то $v' > 0$, поэтому барическое образование должно стремиться огибать горный хребет по часовой стрелке. Действительно, при приближении циклона к хребту (рис. 13.33 а)

в его правой части воздух притекает к хребту, что обуславливает здесь рост давления, в левой части, наоборот, воздух оттекает от

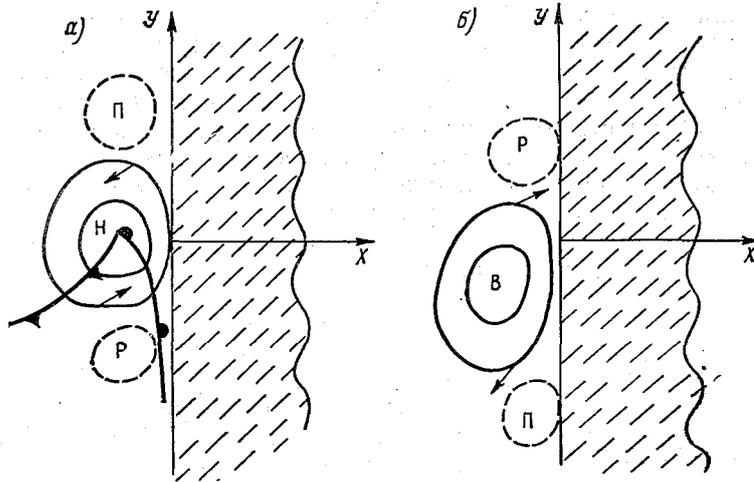


Рис. 13.33. К перемещению циклона (а) и антициклона (б) вдоль горного хребта.

хребта и давление падает. В результате возникает составляющая движения циклона, направленная вдоль хребта в сторону очага падения давления. В антициклоне, приблизившемся к хребту, приток воздуха в левой части приводит к росту давления, а в правой части за счет оттока воздуха от хребта давление падает

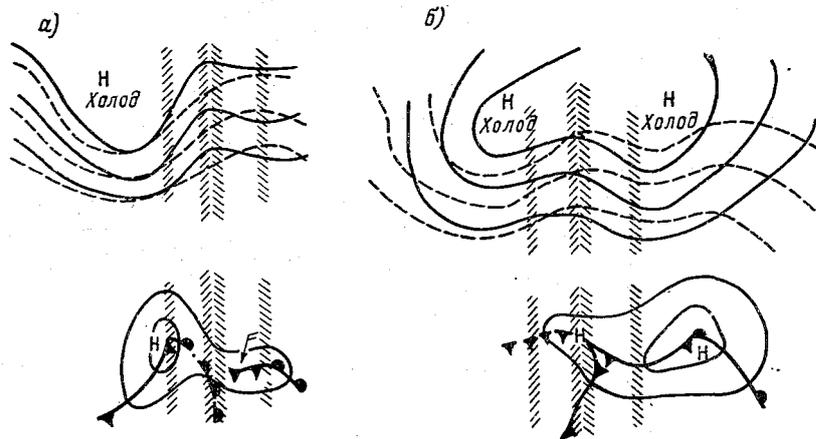


Рис. 13.34. Сегментация циклона при переваливании через горы.
а — начало переваливания, б — окончание переваливания.

(рис. 13.33 б). Антициклон получает составляющую движения вдоль хребта в сторону роста давления. Значение этой составляющей невелико и в среднем равно 5 км/ч, так что на фоне более значительного основного переноса ее наличие обнаружить не всегда удается.

При переваливании циклонов через горный хребет на подветренной стороне сначала возникает новый циклонический центр, сопряженный со старым центром на наветренной стороне (рис. 13.34 а). Этот процесс получил название *сегментации циклона*. В дальнейшем старый циклон заполняется (рис. 13.34 б), а новый углубляется и расширяется по площади.

В общем следует сделать вывод, что влияние на возникновение, движение и эволюцию циклонов и антициклонов каждого горного хребта и других неровностей рельефа, по площади соизмеримых с этими барическими образованиями, сугубо индивидуально. Поэтому в каждом конкретном районе проводятся специальные исследования влияния орографии на атмосферные процессы синоптического масштаба и погоду, а результаты этих исследований используются при анализе и прогнозе синоптических процессов и погодных условий.

ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ И СПОСОБЫ РАЗРАБОТКИ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Глава 14. Общие сведения о метеорологическом прогнозировании

Глава 15. Способы разработки методов краткосрочных прогнозов погоды

ГЛАВА 14. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ

14.1. Прогностика и метеорологическое прогнозирование

Метеорологическое прогнозирование является частью *прогностики* — науки о закономерностях разработки прогнозов. Ее развитию способствовали широко развернутые в последние годы работы в области научно-технического и социально-экономического прогнозирования. Поскольку специалисты нередко встречаются с трудностями, связанными с недостаточной определенностью терминологии этого сравнительно нового направления научных исследований, попытаемся свести в систему исходные понятия прогностики¹ применительно к задачам метеорологического прогнозирования.

С целью определения места метеорологического прогнозирования в иерархической системе прогностики начнем с наиболее общего понятия, объединяющего все разновидности получения информации о будущем, — *предвидения*. Предвидение имеет две конкретные формы проявления — предсказательную, относящуюся

¹ Сборник рекомендуемых терминов. Вып. 92/АН СССР. Комитет научно-технической терминологии, 1978.

собственно к предвидению, и сопряженную с ней преуказательную, относящуюся к категории управления.

Предсказание подразумевает описание возможных состояний, перспектив развития в будущем.

Преуказание ориентировано на использование информации о будущем для целенаправленной деятельности человека и общества. Применительно к рассматриваемому вопросу исследование преуказаний является предметом таких научных направлений, как метеорологическое обеспечение различных отраслей народного хозяйства, оценка экономической эффективности использования метеорологической информации, и в частности прогнозов, активные воздействия на погоду и т. д., и поэтому не может стать объектом дальнейшего рассмотрения в курсе синоптической метеорологии.

Предсказание представляется в форме предчувствия, преугадывания и прогнозирования.

Предчувствие содержит информацию о будущем на уровне интуиции.

Преугадывание несет информацию о будущем на основе опыта работы и носит характер более или менее верных догадок о будущем, но не основанных на специальных научных исследованиях.

Прогнозирование представляет собой специальное научное исследование, предметом которого являются перспективы развития какого-либо явления или процесса.

Таким образом, с точки зрения рассмотренной выше классификации синоптический метод представляет собой прогнозирование с элементами преугадывания, поскольку не исключает, а предполагает возможность использования субъективных заключений синоптика при формулировке прогноза. Наиболее частым основанием для таких субъективных выводов является предполагаемая аналогия развития текущего синоптического процесса с осуществившимися ранее сходными по большинству характеристик процессами.

Прогнозирование, в том числе и метеорологическое, не может, в принципе, предусмотреть все детали будущего состояния. Прогнозист должен исходить из диалектической детерминации явлений, т. е. из того, что необходимость пробивает себе дорогу через случайность. Отсюда следует, что к явлениям будущего нужен вероятностный подход с учетом возможной многовариантности предстоящего развития процессов.

Не рассматривая здесь типологию (классификацию) прогнозов, принятую в прогностике, укажем, что метеорологические прогнозы относятся к категории поисковых прогнозов, задачей которых является определение возможных состояний явления или процесса в будущем. Они основываются на условном продолжении в будущее тенденции развития изучаемого процесса в прошлом

и в настоящем. Задачей таких прогнозов является ответ на вопрос, что вероятнее всего произойдет при условии сохранения существующих тенденций.

По промежутку времени, на который разрабатывается прогноз (по периоду упреждения), прогностика делит все прогнозы на оперативные (текущие), краткосрочные, среднесрочные, долгосрочные и сверхдолгосрочные. По определению:

— *оперативный прогноз*, как правило, разрабатывается на промежуток времени, на протяжении которого не ожидается существенных ни количественных, ни качественных изменений объектов исследования;

— *краткосрочный прогноз* разрабатывается на промежуток времени, на протяжении которого будут происходить преимущественно количественные изменения объекта исследования;

— *среднесрочный прогноз* разрабатывается на промежуток времени, на протяжении которого будут происходить преимущественно количественные, но частично и качественные изменения объекта исследования;

— *долгосрочный прогноз* разрабатывается на промежутки времени, на протяжении которого будут происходить не только количественные, но преимущественно качественные изменения объекта исследования;

— *сверхдолгосрочные прогнозы* рассчитаны на перспективу, когда ожидаются столь значительные качественные изменения объекта, что можно судить лишь о самых общих ожидаемых качественных изменениях объекта исследования.

Временные градации прогнозов зависят от характера и цели данного прогноза и поэтому могут быть различными в разных отраслях научных знаний.

Существующая классификация метеорологических прогнозов в связи с преобладающим характером изменения синоптических процессов и погоды в период действия прогноза в основном соответствует принятой в прогностике. При этом можно провести следующие терминологические параллели (табл. 14.1).

Таблица 14.1

Сравнительная оценка терминов

Термин по классификации, принятой в прогностике	По классификации метеорологических прогнозов	
	термин	период упреждения
Оперативный	Сверхкраткосрочный	От десятков минут до нескольких часов
Краткосрочный	Краткосрочный	От полусуток до 36—48 ч
Среднесрочный	Среднесрочный	3—10 сут
Долгосрочный	Долгосрочный	Месяц, сезон
Сверхдолгосрочный	Сверхдолгосрочный	Несколько лет

В отличие от принятого в прогностике определения оперативного прогноза, в метеорологическом прогнозировании под оперативным прогнозом понимают прогноз с любой заблаговременностью (упреждением), разрабатываемой регулярно по принятому регламенту.

По объекту исследования прогностика различает естественные, научно-технические и социальные (обществоведческие) прогнозы. Метеорологические прогнозы относятся к категории естественных.

В основе прогнозирования, в том числе и метеорологического, лежат три взаимодополняющих друг друга источника информации о будущем поведении объекта исследования:

— оценка будущего состояния прогнозируемого объекта исследования на основе опыта, чаще всего при помощи аналогии с достаточно хорошо известными сходными процессами и явлениями;

— экстраполяция на будущее тенденций, закономерности развития которых в прошлом и настоящем достаточно хорошо известны;

— модель будущего состояния объекта исследования, построенная сообразно ожидаемым изменениям ряда условий, закономерности развития которых в прошлом и настоящем достаточно хорошо известны.

В соответствии с этими тремя источниками информации существуют три дополняющие друг друга способа разработки прогнозов:

— *экспертное оценивание*. Используется с целью объективизации субъективных оценок прогнозного характера. В метеорологическом прогнозировании этот способ реализуется, например, при обсуждении прогнозов несколькими экспертами — квалифицированными синоптиками;

— *экстраполирование*. Представляет собой процесс построения динамических рядов эволюции некоторого прогнозируемого объекта на протяжении периода основания прогноза в прошлом и настоящем с распространением обнаруженных закономерностей на будущее;

— *моделирование*. Представляет собой процесс построения моделей с учетом вероятного изменения прогнозируемого объекта исследования на период упреждения прогноза по имеющимся данным о масштабах и направлении изменений. Наиболее эффективная прогнозная модель — система уравнений. В метеорологическом прогнозировании — это система уравнений гидротермодинамики атмосферы. Большое практическое значение имеют статистические и физические модели.

На практике эти способы взаимно перекрещиваются и дополняют друг друга.

С целью устранения недостаточной определенности ряда используемых в настоящее время понятий прогностика предлагает следующую логическую их схему.

Прием прогнозирования — одна или несколько математических или логических операций, направленных на получение конкретного (частного) результата в процессе разработки прогноза.

Процедура прогнозирования — ряд приемов прогнозирования, обеспечивающих выполнение определенной совокупности операций.

Метод прогнозирования — сложный прием, упорядоченная совокупность простых приемов, направленных на разработку прогноза в целом.

Методика прогнозирования — упорядоченная совокупность приемов, процедур, операций на основе одного или обычно определенного сочетания нескольких методов.

Способ прогнозирования — получение и обработка информации о будущем состоянии объекта исследования на основе однородных методов разработки прогнозов.

Система прогнозирования — упорядоченная совокупность методик, способов, предназначенная для прогнозирования сложных объектов.

Методология прогнозирования — область знания о методах, способах, системах прогнозирования.

В соответствии с этой общей системой понятий, принятой в прогностике, синоптический метод является, по существу, способом прогнозирования. Современный подход к краткосрочному прогнозу погоды является сочетанием нескольких способов прогнозирования: синоптического, статистического, гидродинамического и поэтому представляет собой систему прогнозирования.

14.2. Предсказуемость синоптических процессов и погоды

Принципиальная возможность прогнозирования синоптических процессов и погоды основывается на познаваемости окружающего нас мира. Познаваемость мира вытекает из его материальности и объективности законов, по которым происходит его развитие.

Атмосфера является материальной средой, в которой развиваются физические и химические процессы, протекающие в соответствии с объективными законами движения материи. Синоптические процессы, характеризующие состояние атмосферы, в свою очередь, описывают результаты интегрального проявления этих физических и химических процессов. Отсюда вытекает, что развитие синоптических процессов и связанные с ними изменения погоды также подчиняются объективным законам природы и поэтому принципиально познаваемы и, следовательно, могут быть прогнозированы.

Практические возможности прогнозирования синоптических процессов и погоды определяются уровнем развития естественных наук, и метеорологии в особенности. Непосредственно эти возможности зависят от уровня знаний закономерностей развития синоптических процессов и погоды и состояния методов реализации установленных закономерностей в прогностических целях.

Если закономерности развития синоптических процессов и погоды являются объективной категорией, то методы реализации этих закономерностей — категория субъективная, зависящая от многих, в том числе и технических, возможностей и условий.

Как уже упоминалось, атмосферные процессы многомасштабны. Крупномасштабные процессы на основе данных современных средств метеорологических наблюдений могут быть описаны индивидуально, а мелкомасштабные — только статистически, по производимым ими эффектам. Так, используя сведения, поступающие с сети синоптических и аэрологических станций, можно описать довольно детально поведение отдельных циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, струйных течений, т. е. синоптических объектов. Используя данные более густой сети синоптических станций (кольцевые синоптические карты), данные метеорологических радиолокаторов, спутниковые снимки большого разрешения в видимом диапазоне спектра, можно проследить индивидуально за мезомасштабными атмосферными объектами: отдельными кучевыми облаками, линиями шквалов, грозowymi очагами, смерчами и т. д. В то же время практически невозможно проследить индивидуально за элементами мелкомасштабных движений и тем более их прогнозировать. Поэтому, естественно, возникает вопрос, где находится граница раздела между процессами, предсказываемыми индивидуально (крупномасштабными процессами), и процессами, которые в прогностическом смысле можно описывать только статистически (мелкомасштабными процессами).

При точном знании начального распределения характеристик мелкомасштабных движений и умения точно решать полные (неупрощенные) уравнения их динамики в принципе не существует никаких ограничений в возможности и в сроках их прогноза. В таком случае достаточно было бы иметь исходные значения полей лишь в точках пространственной сетки с шагом меньше внутреннего масштаба турбулентности, имеющего в атмосфере значения порядка десятых долей сантиметра.

На самом деле начальное состояние диагностируется на синоптических и аэрологических станциях, расстояния между которыми в 10^7 — 10^8 раз больше линейного масштаба турбулентности. Таким образом, индивидуальные движения с масштабами меньше расстояния между пунктами наблюдений (шага сетки) вообще не фиксируются. Кроме того, имеют место случайные ошибки измерений, интерполяции и округления. Из-за таких начальных ошибок даже при точном решении полных уравнений гидротермоди-

намки атмосферы неизбежны ошибки прогноза, которые растут с увеличением его срока. Более того, при расчетах используются упрощенные уравнения, которые к тому же приближенно аппроксимируются в целях численного решения конечно-разностными уравнениями.

Очевидно, прогноз индивидуальных процессов имеет смысл только тогда, когда он будет давать дополнительную информацию сверх той, которую дает статистическое (климатическое) описание, т. е. до тех пор, пока ошибки прогноза не достигнут некоторых средних климатических вариаций (естественной изменчивости) прогнозируемой величины. Такой предельный срок, на который можно разрабатывать прогноз, называют *пределом предсказуемости* рассматриваемых процессов.

Он зависит от следующих факторов:

— от типа процессов (в первую очередь от их масштаба) и вида описывающих их характеристик;

— от характера и значения ошибок в описании исходного состояния;

— от качества прогностического метода.

Общая математическая формулировка проблемы предсказуемости, предложенная А. С. Мониным (в несколько упрощенном виде) может быть представлена в следующем виде. Пусть начальное состояние атмосферы ω представляется в виде суперпозиции компонент с масштабами L , т. е. $\omega = \sum_i \omega_L$. Введем в рассмотрение некоторую количественную меру различия между двумя любыми состояниями ω_1 и ω_2 , равную $d^2[\omega_1, \omega_2]$. Эволюцию состояния атмосферы будем описывать уравнением динамики вида

$$\omega(t) = A\omega(0), \quad (14.1)$$

где $\omega(0)$ — исходное состояние в момент $t=0$; $\omega(t)$ — последующее (прогнозируемое) состояние; A — некоторый оператор.

Поскольку исходные данные содержат случайные ошибки, будем считать, что в начальный момент $t=0$ на множестве возможных состояний $\Omega = \{\omega\}$ задано распределение вероятностей этих ошибок $P_0(\Delta\omega)$. Тогда функция $\omega(t)$ будет случайной и можно определить средний квадрат ошибки прогноза компонент масштаба L на срок t по формуле

$$\sigma_L^2(t) = d^2[\omega_L(t), \overline{\omega_L(t)}], \quad (14.2)$$

где черта означает осреднение (математическое ожидание).

Теперь зададим на множестве $\Omega(\omega)$ климатическое распределение вероятностей $P(\Delta\omega)$, для которой известна климатическая дисперсия компонент масштаба L :

$$\sigma_L^2 = \langle d^2[\omega_L, \langle \omega_L \rangle] \rangle, \quad (14.3)$$

где угловые скобки обозначают климатическое осреднение.

Тогда пределом предсказуемости компонент масштаба L будет верхняя граница значений t , при которых выполняется условие

$$\sigma_L^2(t) < \sigma_L^2. \quad (14.4)$$

Предел предсказуемости процессов синоптического масштаба определяется в основном временем существования синоптических объектов, т. е. не превышает в среднем 3—4 сут, а процессов мезомасштаба — временем существования объектов мезомасштаба, т. е. нескольких часов.

Определение предела предсказуемости применительно к задаче прогноза на конкретные сроки (несколько часов, несколько суток или несколько недель и более) не должно быть самоцелью. Конструктивным решением проблемы предсказуемости для прогнозов на тот или иной интервал времени должно быть указание масштабов процессов, какие из них можно прогнозировать индивидуально, а какие только статистически, какие характеристики метеорологических полей являются предсказуемыми на эти сроки. Однако следует иметь в виду, что если индивидуальные процессы мезомасштаба непредсказуемы на 1—2 сут вперед, то это вовсе не значит, что на большие сроки нельзя прогнозировать погоду с учетом их наличия. Могут существовать предсказуемые на эти промежутки времени обобщенные (осредненные) характеристики ансамблей индивидуальных процессов мезомасштаба. Примером могут служить характеристики погоды в воздушных массах различных типов с особенностями, обусловленными мезомасштабными процессами, обширные облачные поля конвективной внутримассовой облачности, смещающиеся как единое целое, и т. д.

14.3. Классификация прогнозов

Прогнозом погоды называется описание ожидаемых погодных условий. Форма представления прогнозов погоды может быть различной: текстуальной, табличной, графической или аналитической (см. гл. 2). Представление прогнозов в текстуальной форме наиболее широко используется для информации населения. В табличном (закодированном) виде прогнозы передаются по линиям связи. В графическом виде прогнозы оформляются в виде карт и графиков, часть из них передается по факсимильной аппаратуре в другие метеорологические подразделения. Аналитическое представление прогноза обычно является промежуточным результатом при численном прогнозировании.

Все результаты наблюдений и другие материалы, характеризующие исходное для прогноза состояние атмосферы, называются *исходными данными*.

Для характеристики различных этапов разработки прогноза используется следующая терминология:

— *исходный момент* — последний из моментов получения результатов наблюдений или других необходимых материалов (кон-

сультаций, прогностических карт и т. п.), которые использовались при разработке прогноза;

— *предысходный период* — промежуток времени, предшествующий исходному моменту;

— *момент окончания разработки прогноза* — момент полной готовности текста прогноза;

— *прогностический период* (период упреждения) — промежуток времени, для которого указаны ожидаемые погодные условия;

— *заблаговременность прогноза* — промежуток времени от момента окончания разработки прогноза до заданного момента прогностического периода.

В зависимости от длины прогностического периода все прогнозы, как уже указывалось (см. табл. 14.1), делятся на сверхкраткосрочные, краткосрочные среднесрочные, долгосрочные и сверхдолгосрочные.

В оперативных подразделениях Госкомгидромета СССР разрабатываются следующие виды краткосрочных прогнозов погоды: суточные, оперативные и штормовые предупреждения.

Суточные прогнозы разрабатываются обычно на период с 18 ч текущих суток до 18 ч следующих. При этом они формулируются отдельно на ночную и дневную часть суток, если погода ожидается различной.

Оперативные прогнозы разрабатываются на время работы потребителя с необходимой для него заблаговременностью.

Штормовые предупреждения представляют собой прогнозы возникновения или увеличения интенсивности опасных и стихийных явлений. Они разрабатываются и распространяются по определенным адресам независимо от того, предусматривались ли они ранее составленными прогнозами.

Ко всем видам разработанных краткосрочных прогнозов погоды до начала их действия или в период действия могут даваться уточнения.

По территориальному охвату краткосрочные прогнозы делятся на прогнозы по пункту (городу, аэродрому и т. п.), по маршруту (авиатрассе, автомобильной или железной дороге и т. д.) и по району (географическому или административному).

Прогнозы для больших территорий с малой степенью детализации называют *фоновыми*. Они составляются в крупных прогностических учреждениях и служат основой для разработки более детализированных локальных прогнозов погоды в метеорологических подразделениях.

Действующие наставления по службе прогнозов определяют перечень характеристик атмосферы, подлежащих прогнозированию, степень детализации их прогноза, требования к формулировке прогнозов и терминологию.

По своему назначению краткосрочные прогнозы делятся на прогнозы общего пользования и специализированные прогнозы.

Прогнозы общего пользования предназначены для широкого круга потребителей и в первую очередь для населения. В них обычно приводятся сведения об ожидаемом состоянии неба (облачности), осадках, скорости и направлении ветра, особых явлениях погоды, максимальной и минимальной температуре воздуха.

Специализированные прогнозы погоды предназначены для конкретного потребителя и учитывают специфичность его деятельности. В таких прогнозах делается акцент на тех погодных характеристиках, которые оказывают наибольшее влияние на работу потребителя прогностической информации. Например, в авиационных прогнозах особенно детально характеризуется облачность (указывается ее общее количество, формы, наличие на разных высотах, высота верхней и нижней границ, наличие безоблачных прослоек), а также явления, ухудшающие видимость; в прогнозах для наземного транспорта дается детальная характеристика осадков, продуктов наземной конденсации, видимости и т. д.

В зависимости от количества прогнозируемых погодных характеристик краткосрочные прогнозы могут быть *индивидуальными*, когда прогнозируется какая-нибудь одна метеорологическая величина или одно явление, и *комплексными*, когда прогнозируется несколько метеорологических величин и явлений. Комплексный прогноз состоит из согласованных между собой индивидуальных прогнозов всех характеристик, включаемых в комплекс.

Так как погодные характеристики могут быть количественными и качественными, то их индивидуальные прогнозы можно классифицировать по этому признаку на количественные и качественные.

Количественными называют такие прогнозы, ошибки которых могут быть оценены числом. К таким прогнозам относятся прогнозы температуры и влажности воздуха, скорости ветра и т. д. Те прогнозы, ошибки которых не могут быть оценены в терминах формулировки прогноза количественно, относятся к *качественным*. Это, например, прогноз форм облаков, наличия или отсутствия метеорологических явлений и т. д.

Качественные прогнозы могут быть *альтернативными*, когда указывается одна из двух возможных фаз, и *многофазовыми*, когда в прогнозе можно указать одну из более чем двух фаз.

По характеру описания прогнозируемой величины прогнозы могут быть категорическими и вероятностными. В *категорических прогнозах* указывается наиболее вероятное значение (градация) количественной характеристики или наиболее вероятная фаза явления. В формулировке *вероятностного прогноза* указывается ожидаемая вероятность осуществления всех возможных значений (градаций) метеорологической величины и возможных фаз явлений. Очевидно, что вероятностные прогнозы несут большее количество информации, чем категорические, и при определенном уровне подготовки потребителя могут использоваться с большей эффективностью.

Гидродинамические и статистические прогнозы являются одноступенчатыми, поскольку позволяют непосредственно прогнозировать количественные значения метеорологических величин или фазы явлений. Но при разработке комплексных краткосрочных прогнозов с большим числом компонент, часть из которых еще не может быть предсказана с удовлетворительной точностью непосредственно ни гидродинамическими, ни статистическими способами, практически более эффективным является двухступенчатый подход: сначала прогнозируется развитие синоптического процесса, т. е. возникновение, эволюция и перемещение синоптических объектов, а затем, в соответствии с этим прогнозом, определяются наиболее вероятные согласованные значения всего комплекса погодных характеристик. Такой двухступенчатый подход характерен для синоптического способа прогнозирования.

14.4. Основные требования к методам прогнозов погоды

Процесс разработки новых методов прогнозов погоды и совершенствования существующих идет непрерывно. Многообразие таких методов прогноза даже какой-либо одной метеорологической величины или явления зачастую ставит перед синоптиком задачу выбора лучшего из них. Такую задачу можно решить путем составления параллельных индивидуальных прогнозов по различным методам и последующего сравнения их ошибок. Но предварительно необходимо исключить из рассмотрения методы, которые заведомо не могут быть использованы достаточно эффективно, так как не удовлетворяют некоторым основным требованиям, обеспечивающим возможность их оперативного применения широким кругом специалистов.

Эти основные требования могут быть сформулированы следующим образом:

1. Исходные данные для разработки прогноза по рассматриваемому методу должны иметь точность, обеспечивающую приемлемую ошибку прогноза. Прогноз может разрабатываться на основе данных наблюдений за исходный и предшествующие моменты времени. В этом случае ошибки прогноза, возникающие в связи с неточностью данных, могут быть оценены по известным характеристикам средней точности, с которой производятся наблюдения на сети синоптических и аэрологических станций. Для большинства метеорологических величин ошибки измерений таковы, что их влияние на ошибки прогнозов меньше, чем влияние несовершенства самих методов. Менее благополучно обстоит дело, когда в качестве исходных данных используются результаты предварительного прогноза какой-либо метеорологической величины или явления. Например, для прогноза конвективных явлений в качестве исходной величины обычно используется прогностическое значение

максимальной температуры, которое несет в себе ошибки метода ее прогноза. Зачастую оказываются неприменимыми в прогностических целях тесные синхронные связи между метеорологическими величинами, если точность прогноза той из них, которая будет влияющей на прогнозируемую величину, невелика.

2. Исходные данные, необходимые для разработки прогноза по данному методу, должны быть доступны прогнозисту и поступать до момента начала разработки прогноза. Так, например, как уже указывалось, сведения об изменениях общего содержания озона могут быть использованы для прогноза возникновения циклонов и антициклонов, а также для прогноза траекторий их перемещения. Однако эти исходные данные в оперативном порядке не распространяются и поэтому не могут быть использованы при прогнозировании.

3. Каждый метод прогноза должен быть по возможности объективным. Он должен обеспечивать примерно одинаковую результативность прогнозирования разными синоптиками при параллельных, т. е. выполненных на одинаковых исходных данных, в одном и том же месте и в одно и то же время, прогнозах. Поскольку во многих методах краткосрочных прогнозов погоды, как увидим далее, в той или иной степени присутствует элемент субъективизма, то определенную роль в повышении успешности прогнозов играет опыт работы синоптика, позволяющий учитывать географические особенности района, особенности применения метода в некоторых особых синоптических ситуациях и т. д.

4. Метод должен обеспечивать точность прогноза метеорологической величины или явления, удовлетворяющую большую часть потребителей. В количественных категорических прогнозах указываются градации (интервалы), в пределах которых будет находиться ожидаемое значение метеорологической величины. Выбор градаций должен производиться с учетом того, что потребитель, как правило, стремится к уменьшению их размеров, а разработчик, с целью повышения успешности прогнозов при их апробации, — к их увеличению. Поэтому значения градаций, в соответствии с которыми производится оперативная оценка качества прогнозов, оптимизируются на основе учета требований потребителя и возможностей прогностических методов.

5. Метод прогноза должен быть предварительно апробирован, т. е. пройти испытания на фактическом, не использованном при разработке этого метода, материале. В результате такой апробации должны быть получены ошибки метода и установлены границы его применимости (время года, географический район, исходное синоптическое положение и т. д.). Поскольку, как уже упоминалось, во многих прогностических методах присутствуют субъективные моменты, то авторские испытания, как правило, дают несколько большую успешность метода по сравнению с той, которая будет иметь место при его применении в оперативной ра-

боте. Поэтому в СССР организована система независимой апробации новых методов прогноза. Для методов, которые могут использоваться на значительной части территории СССР, апробация проводится в Гидрометцентре СССР, а локальные методы прогноза испытываются в территориальных управлениях Госкомгидромета СССР.

Методы, успешно прошедшие испытания, рассматриваются Центральной методической комиссией по прогнозам Госкомгидромета СССР и рекомендуются к использованию или в качестве основных, или дополнительных для разработки прогнозов по тем или иным регионам.

К требованию апробации метода до его внедрения в оперативную практику примыкает вопрос предварительной оценки целесообразности его практического применения еще до проверки на массовом материале

14.5. Предварительная оценка целесообразности практического применения методических прогнозов

Методическим называют прогноз, составляемый по методу, основанному на учете закономерностей происходящих в атмосфере процессов.

Методические прогнозы должны обладать сравнительно высокой оправдываемостью, для того чтобы их можно было эффективно использовать при метеорологическом обеспечении народного хозяйства. Однако сведения об оправдываемости прогнозов по тому или другому методу еще не дают исчерпывающего представления о целесообразности его практического использования. Подтвердим это таким примером.

Пусть в каком-то районе в течение 100 сут отмечается в среднем 4 сут с туманом, т. е. повторяемость дней с туманом равна 4 %. Теперь, если прогнозист при составлении суточных прогнозов будет каждый раз предсказывать отсутствие тумана, то общая оправдываемость прогнозов составит 96 %, хотя ни один из случаев образования тумана предсказан не будет. В то же время, работая по методическому прогнозу, синоптик, предсказавший все случаи образования тумана, но допустивший несколько просчетов при прогнозе отсутствия тумана, может получить более низкую общую оправдываемость. Поэтому на первом этапе апробации производится сравнение оправдываемости методических прогнозов с оправдываемостью критериальных прогнозов.

К *критериальным* относятся прогнозы, для составления которых не требуется ни аналитической, ни расчетной, ни логической оперативной работы прогнозиста. В качестве критериальных используются обычно климатологические, инерционные и случайные прогнозы. Очевидно, что если оправдываемость методических прогнозов ниже оправдываемости критериальных, то вопрос о прак-

тическом применении предлагаемого практического метода отпадает. Если же оправдываемость методических прогнозов выше критериальных, то переходят к следующим этапам апробации: к оценке соответствия его успешности требованиям потребителя, сравнения с оправдываемостью прогнозов по другим методам и т. д.

При *климатологическом прогнозировании* в качестве прогноза берется среднее многолетнее значение или градация метеорологической величины. На основе сравнения оправдываемости климатического и методического прогнозов делается вывод о целесообразности дальнейшей апробации: если оправдываемость методических прогнозов выше, чем климатологических, то проводится дальнейшая работа по испытанию метода. В противном случае метод отвергается.

Такая оценка методов прогнозов погоды обычно применяется для долгосрочных прогнозов, имеющих сравнительно низкую оправдываемость. Для краткосрочных прогнозов она является слишком «мягкой». Поэтому оправдываемость краткосрочных методических прогнозов сравнивают с оправдываемостью инерционных и случайных прогнозов. Эти прогнозы имеют оправдываемость более высокую, чем климатологические прогнозы.

При *инерционном прогнозировании* в качестве прогноза берется значение (градация) метеорологической величины или фаза явления в соответствующий начальный период времени. Оправдываемость его рассчитывается на основе сравнения значений (градаций) метеорологической величины или фазы явления двух смежных суток.

Под *случайным прогнозом* понимается случайный выбор какого-либо значения (градации) метеорологической величины или фазы явления из совокупности, в которой распределение значений (градаций) или фаз соответствует климатологическому.

Определение оправдываемости случайного прогноза рассмотрим на примере. Пусть в летние месяцы климатическая вероятность образования радиационного тумана в каком-либо районе составляет 20 %. Выбирая из такой совокупности формулировку случайного прогноза, будем прогнозировать в 20 % случаев туман, а в 80 % случаев — его отсутствие. Вероятность совпадения такого прогноза с фактическим состоянием погоды (с туманом или без тумана), имеющим климатическое распределение, равно вероятности совместного осуществления двух независимых случайных событий, т. е. произведению их вероятностей. Таким образом, вероятность совпадения прогноза и фактического состояния погоды, т. е. оправдываемость случайного прогноза наличия тумана, равна $0,20 \cdot 0,20 = 0,04$, а оправдываемость прогноза отсутствия тумана равна $0,80 \cdot 0,80 = 0,64$. Общая оправдываемость случайного прогноза тумана будет равна 68 %. С этими значениями сравнивается оправдываемость методического прогноза.

В системе Госкомгидромета СССР принято сравнивать методические краткосрочные прогнозы с инерционными, а в практике зарубежных служб погоды чаще производят сравнение с оправдываемостью случайных прогнозов.

Дальнейшая апробация методов методических прогнозов, показавших свое превосходство перед критериальными, ведется в соответствии с «Методическими указаниями по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов» (Л.: Гидрометеиздат, 1977).

ГЛАВА 15. СПОСОБЫ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

15.1. Практическая реализация общих принципов прогнозирования применительно к разработке методов краткосрочных прогнозов погоды

Все методы краткосрочных прогнозов погоды могут быть классифицированы в соответствии с общими для прогностики способами разработки прогнозов, которые они реализуют (см. гл. 14). Однако четкую классификацию этих методов провести не так легко, поскольку каждый из них в той или иной степени предусматривает использование элементов других способов. Тем не менее если классифицировать методы по преобладанию в них тех или иных способов получения конечного результата — формулировки прогноза, то такую задачу обычно удается решить.

Способ экспертного оценивания в «чистом» виде реализовывался на начальной стадии существования синоптического метода, точнее, способа прогнозирования, когда в его основу были положены эмпирические правила, связывающие эволюцию и перемещение синоптических объектов с изменением погодных характеристик. При этом прогноз основывался на знании типовых погодных характеристик в различных частях барических образований, на фронтах различных типов и в разных воздушных массах с коррекцией на «начальные условия». По мере своего развития синоптический способ во все большей и большей мере стал сочетаться с элементами количественной экстраполяции и прогностическими результатами математического моделирования атмосферных процессов. В итоге сформировалась современная система краткосрочного прогнозирования, которая представляет собой упорядоченную совокупность методик, основанных на экспертном оценивании, экстраполяции и моделировании.

Экстраполирование (как способ прогнозирования) в метеорологическом прогнозировании представляют статистические методы

прогноза. Поскольку, как правило, все они основываются на некоторых физических концепциях, содержание которых экстраполируется на будущее, то их принято называть физико-статистическими. Эти методы основываются на физических представлениях о связи характеристик атмосферных процессов в прошедших и исходном для прогноза моментах времени с их характеристиками в будущем. Поэтому существует некоторое соприкосновение экстраполяции с моделированием и экспертным оцениванием в процессе разработки физико-статистических методов прогноза. Формированию представлений о связях между метеорологическими величинами и явлениями в прошедшем и будущем предшествует создание некоторой физической модели этого процесса и предварительное экспертное оценивание тесноты связи между характеристиками состояния атмосферы в прошедшем и настоящем с прогнозируемыми характеристиками. Таким образом, при разработке физико-статистических методов моделируется не состояние атмосферы, как объекта исследования, а структура и содержание связей между состояниями в прошедшем и будущем.

Моделирование (как способ прогнозирования) при метеорологическом прогнозировании реализуется в виде описания исходного состояния атмосферы системой уравнений гидротермодинамики, претерпевающей последующие изменения во времени. Методы прогнозирования, основанные на таком подходе, получили название гидродинамических. Они детально рассматриваются в курсе «Гидродинамические методы прогнозов погоды», и поэтому сделаем только несколько общих замечаний с целью их сравнения с физико-статистическими методами.

При построении гидродинамических методов прогноза на основании некоторых гипотез строится физическая модель атмосферы, которая описывается системой уравнений. В этой модели начальное и последующее состояния атмосферы связаны функционально. Каждому исходному состоянию такой модели соответствует одно конкретное ее состояние в будущем, т. е. соответствуют конкретные значения метеорологических величин в различных точках пространства. Таким образом, гидродинамический прогноз является категорическим. Современные гидродинамические модели позволяют прогнозировать поля практически всех метеорологических величин: давления, температуры, ветра, вертикальных движений, влажности с заблаговременностью несколько суток.

Несомненным достоинством гидродинамических методов прогноза является возможность точного прогнозирования состояния принятой модели, комплексность прогноза и согласованность прогностических метеорологических полей друг с другом. Однако поскольку прогнозируется состояние модели, то качество прогноза зависит от ее совершенства и точности ее количественного описания, т. е. ее адекватности. В настоящее время в оперативной практике используются разработанные по гидродинамическим методам

фоновые на несколько дней прогнозы полей давления и вертикальных движений. Точность прогноза остальных метеорологических величин еще не в полной мере удовлетворяет требованиям практики.

При физико-статистическом подходе физическая модель связи между исходными и последующим состояниями атмосферы используется лишь для определения характеристик реальной атмосферы, которые асинхронно связаны со значением прогнозируемой метеорологической величины или с прогнозируемым явлением. В этом случае прогнозируется не состояние модели атмосферы, а состояние реальной атмосферы, которое характеризуется значением прогнозируемой величины или прогнозируемым явлением. Статистическая связь между прогнозируемой метеорологической величиной или явлением и выбранными на основании физических соображений характеристиками исходного состояния атмосферы устанавливается путем обработки архивного материала.

Физико-статистические методы прогноза позволяют предсказать вероятность осуществления различных значений (градаций) прогнозируемой метеорологической величины или фазы явления. Поэтому такие прогнозы могут быть как вероятностными, так и категорическими. В последнем случае в качестве прогноза выдается наиболее вероятное значение (градация) метеорологической величины или наиболее вероятная фаза явления.

С помощью физико-статистических методов разрабатываются индивидуальные прогнозы, т. е. прогнозы какой-либо одной метеорологической величины или явления. Поэтому данные прогнозы нуждаются в последующем согласовании, что делается обычно способом экспертного оценивания. Это обстоятельство является одним из недостатков физико-статистических методов. Другим недостатком является необходимость наличия длительных рядов метеорологических наблюдений, поскольку, как увидим далее, только в этом случае можно получить устойчивые статистические связи характеристик исходного состояния атмосферы с прогнозируемыми значениями (градациями) метеорологической величины или фазами явления. Поскольку связи устанавливаются на архивной выборке, а прогноз дается на независимом материале, нужно по возможности обеспечить условия, когда закономерности, установленные по архивной выборке, были бы присущи выборке, на которой будут основываться оперативные прогнозы.

Для небольших интервалов времени между наблюдениями и небольшой по времени суммарной протяженности исходных рядов наблюдений нарушения стационарности связаны в основном с периодическими изменениями значений метеорологических величин. Поэтому, в принципе, они могут быть устранены, если использовать наблюдения за определенные часы суток (для устранения влияния суточного хода) или за определенные дни или хотя бы декады (для устранения влияния годового хода). Но тогда су-

щественно уменьшается число членов выборки, необходимой для разработки метода. Небольшой ее объем может сделать ее непредставительной, а увеличение до нескольких десятков лет может привести к появлению трудно учитываемого векового хода в закономерностях связи между метеорологическими величинами. Поэтому обычно ограничиваются учетом периодических колебаний только средних значений, определенных для соответствующих календарных дат или времени суток, считая стационарными выборки отклонений от этих значений.

Таким образом, становится возможным увеличить объем исходной выборки, т. е. использовать данные за различные часы суток и дни года, одновременно в значительной мере удовлетворив требованиям статистической стационарности рядов наблюдений.

Гидродинамические прогнозы разрабатываются в крупных метеорологических центрах для сравнительно больших территорий. Здесь весьма приближенно учитываются местные влияния на особенности развития атмосферных процессов. Эти прогнозы могут рассматриваться только как фоновые, нуждающиеся в уточнении по месту и времени. Такие уточнения выполняются физико-статистическими методами в метеорологических подразделениях, непосредственно обеспечивающих народное хозяйство определенного пункта, района, области. В связи с этим в задачи таких метеорологических подразделений входит не только внедрение в практику и использование рекомендованных готовых физико-статистических методов прогноза, но и уточнение их, а зачастую и разработка новых на местных материалах наблюдений. Поэтому современный специалист-метеоролог должен знать основные операции построения физико-статистических методов прогноза.

15.2. Основные этапы разработки физико-статистических методов прогноза

В процессе разработки и практического использования физико-статистических методов прогноза принято называть характеристики исходного или предшествующего состояния атмосферы, включаемые в прогностическую схему, *предикторами*, а прогнозируемую характеристику — *предиктантом*.

В ряде случаев при разработке физико-статистических методов прогноза их авторы используют сложные и многообразные процедуры описания связей между предикторами и предиктантом и предварительной обработки архивных материалов, требующие знания специальных разделов теории вероятностей и математической статистики. Изложение алгоритмов построения методов прогноза с помощью таких процедур требует обращения к их теоретическим основам, что не входит в задачу настоящей учебной дисциплины. Поэтому читателя, желающего расширить свои знания в части

сложных процедур построения физико-статистических методов, отсылаем к специальной литературе.

Ниже будут рассмотрены наиболее простые процедуры построения физико-статистических прогностических зависимостей, которые могут быть реализованы в небольших метеорологических подразделениях с использованием несложной вычислительной техники.

Общая логическая последовательность важнейших операций разработки физико-статистического метода прогноза сводится к следующим основным этапам:

15.2.1. Предпрогнозная ориентация

Она представляет собой уточнение задания на разработку метода прогноза. При этом должно быть учтено наличие необходимых материалов для разработки метода (исходных данных), район и необходимая заблаговременность прогноза, предполагаемое время на разработку самого прогноза, возможности привлечения технических средств и сотрудников и т. д.

15.2.2. Построение базовой физической модели связи между предполагаемыми предикторами и предиктантом

Итогом этой работы является составление предварительного перечня предикторов, т. е. должны быть определены характеристики исходного и предыходного состояния атмосферы, которые в соответствии с выбранной моделью целесообразно использовать при прогнозе какой-то метеорологической величины или явления.

Совокупность предполагаемых предикторов должна по возможности более полно описывать исходное состояние атмосферы применительно к решению задачи прогноза конкретной метеорологической величины или явления. В то же время, как будет показано ниже, излишнее увеличение числа предикторов может привести к понижению прогностической эффективности разработанного метода. Поэтому нужно с самого начала стремиться выбрать только основные, наиболее физически обоснованные и достаточно тесные связи между предикторами и предиктантом.

В некоторых случаях предварительный перечень предикторов может быть составлен в соответствии с прогностической зависимостью, полученной гидродинамическим способом. При этом в результате обработки архивных данных удается получить оптимальные значения параметров, входящих в прогностическую формулу, и тем самым повысить оправдываемость прогнозов. Такие методы прогноза обычно называют динамико-статистическими. К их числу относится, например, рассматриваемый в курсе «Гидродинамические методы прогнозов» метод эмпирических функций влияния.

15.2.3. Выбор способа оформления прогностических связей

Задачей этого этапа является исследование и практическое оформление статистической связи между вектором-предиктором $X(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ и предиктантом y . При наличии такой связи каждому значению (градации) или фазе вектора-предиктора X , т. е. каждому сочетанию его составляющих x_1, x_2, \dots, x_n , должно соответствовать некоторое распределение повторяемостей значений (градаций) или фаз предиктанта:

$$X \rightarrow \Omega_y. \tag{15.1}$$

Для того чтобы установить и проанализировать такие связи, нужно рассчитать по архивным данным условные частоты:

$$p(y_i/X_j) = m_{ij}/m_j, \tag{15.2}$$

где m_{ij} — число случаев, когда j -му сочетанию значений (градаций) или фаз предикторов соответствует i -е значение (градация) или фаза предиктанта; m_j — число случаев с j -м сочетанием значений (градаций) или фаз предикторов.

Далее считают, что при большом объеме исходных данных значения частот равны повторяемостям, и они мало изменяются при переходе к другой выборке такого же большого объема. Тогда можно записать (15.2) в следующем виде:

$$p(y_i/X_j) = P(y_i/X_j) = m_{ij}/m_j, \tag{15.3}$$

где $P(y_i/X_j)$ — повторяемость значения (градации) или фазы предиктанта, указываемая в прогнозе, при j -м сочетании значений (градаций) или фаз предикторов.

Таблицы условных повторяемостей рассчитываются заранее и прогноз с их помощью сводится к выбору распределения повторяемостей предиктанта при имеющемся в исходный момент времени сочетании значений (градаций) или фаз предикторов. В табл. 15.1 приведен пример такой таблицы условных повторяемостей (в до-

Таблица 15.1

Пример таблицы условных повторяемостей

y_i	x_j				
	x_{11}, x_{21}, x_{31}	x_{12}, x_{21}, x_{31}	x_{13}, x_{21}, x_{31}	...	x_{13}, x_{23}, x_{33}
y_1	$p_{1,1}$	$p_{1,2}$	$p_{1,3}$...	$p_{1,27}$
y_2	$p_{2,1}$	$p_{2,2}$	$p_{2,3}$...	$p_{2,27}$
y_3	$p_{3,1}$	$p_{3,2}$	$p_{3,3}$...	$p_{3,27}$
Σ	1,00	1,00	1,00	...	1,00

лях единицы) в случае, когда значения предиктанта и трех предикторов разбиты на три градации.

При таком подходе нет необходимости в выборе вида связи. Прогноз может быть дан в вероятностной форме.

Тогда применительно к примеру, приведенному в табл. 15.1, при конкретном сочетании значений (градаций) или фаз предикторов x_{13} , x_{21} , x_{31} (четвертый столбец табл. 15.1) в формулировке прогноза дается, что вероятность значения (градации) или фазы предиктанта y_1 равна $p_{1,3}$, значения (градации) или фазы y_2 — $p_{2,3}$ и значения (градации) или фазы y_3 — $p_{3,3}$.

При категорическом прогнозе в формулировке прогноза указывается значение (градация) или фаза с наибольшей вероятностью осуществления.

Однако в большинстве случаев преимущества рассмотренного способа прогноза не могут быть практически реализованы. С ростом числа предикторов и числа градаций, на которые разбиваются значения предиктанта и предикторов, резко возрастает необходимость иметь выборки большого объема. Действительно, если предположить в нашем примере, что в среднем каждое сочетание градаций предикторов и предиктанта (клетка табл. 15.1) должно иметь хотя бы 10 случаев, то поскольку таких сочетаний 81, то нужно иметь выборку не менее 800 случаев.

При краткосрочном прогнозировании, когда требуется довольно высокая точность прогнозов, удовлетвориться квантованием предиктанта и предикторов на три фазы (выше нормы, близко к норме и ниже нормы), что часто делается при долгосрочном прогнозировании, как правило, не удастся: требуется более детальное квантование как предиктанта, так и предикторов. Поэтому число сочетаний градаций или фаз предикторов резко возрастает, в результате чего необходимое количество исходных данных достигает десятков и сотен тысяч. Сформировать такие выборки по современным архивам нельзя. Поэтому непосредственное использование таблиц условных вероятностей в прогностических целях возможно только при малом числе предикторов и градаций (фаз), на которые разбиваются предикторы и предиктанты.

Рассмотренный выше вероятностный метод прогноза в принципе предусматривает учет всех связей между предиктантом и предикторами. Поскольку это в большинстве случаев оказывается невозможным, то приходится отказываться от учета всех связей и пытаться выделить только основные и устойчивые во времени. Для их выделения необходима разработка физической модели и применение некоторых статистических методов. Часть из них, наиболее простых и практически более доступных в условиях работы небольших метеорологических подразделений, будет рассмотрена ниже.

Методы построения прогностических зависимостей определяются формой представления предиктанта и предикторов: количест-

венные они или качественные. На рис. 15.1 даны возможные варианты сочетания форм представления предиктанта и предикторов. Для каждого такого сочетания возможны различные подходы к установлению прогностических связей. Рассмотрим их последовательно.

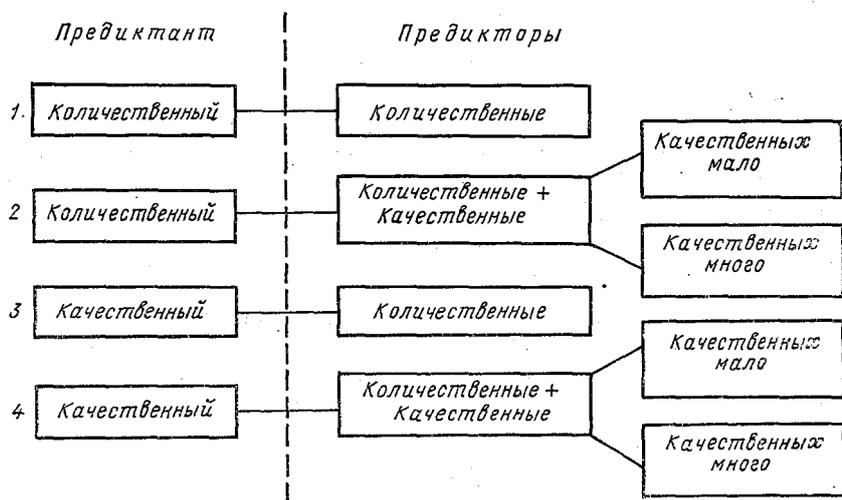


Рис. 15.1. Варианты сочетаний форм представления предиктанта и предикторов. Слева — номера вариантов.

Первый вариант предусматривает связь между количественными предиктантом и предикторами. В этих случаях, как правило, ограничиваются установлением корреляции между предиктантом и предикторами, т. е.

$$\bar{y}_x = f(X), \tag{15.4}$$

где $X = X(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$; \bar{y}_x — условное математическое ожидание y , т. е. среднее значение y заданных составляющих вектора X .

Вид функции f обычно не известен. Однако при часто встречающемся нормальном распределении значений предиктанта и предикторов лучшие результаты дает использование линейной регрессии. Эксперименты по применению других видов зависимостей давали обычно худшие результаты по сравнению с использованием линейных связей. Даже в тех случаях, когда связь явно нелинейная, рекомендуется разбивать пределы изменений предиктанта и предикторов на интервалы, где зависимость близка к линейной, и устанавливая для этих интервалов линейную связь.

дится она к системе совместных линейных уравнений, в которой число уравнений равно числу коэффициентов регрессии, обычно методом наименьших квадратов. В этом случае минимизируется средний квадрат ошибки описания всей исходной выборки. Предполагается, что примерно такая же средняя квадратическая ошибка будет свойственна и результатам прогноза.

Существенное ухудшение качества прогнозов может иметь место в том случае, если при формировании предварительного перечня предикторов в него будут включены предикторы, не несущие существенной информации о будущем состоянии предиктанта и описывающие случайные связи, характерные только для данной выборки. Поэтому целесообразно, прежде чем строить уравнение регрессии, произвести предварительный отбор предикторов. Для этого используют процедуру так называемого просеивания. Смысл ее состоит в том, что она позволяет отобрать лучшие, наиболее тесно связанные (в статистическом смысле) предикторы из их первоначального набора. Она может осуществляться в двух вариантах: просеивание добавлением предикторов и просеивание исключением предикторов.

Рассмотрим сначала первый вариант в наиболее простом для понимания и практического осуществления виде, поскольку имеются более сложные его модификации.

Первоначально рассчитываются парные коэффициенты корреляции предиктанта с каждым предиктором из предварительного их перечня:

$$r_{y, x_1}, r_{y, x_2}, \dots, r_{y, x_n}.$$

Предиктор, имеющий наивысший по абсолютному значению коэффициент корреляции с предиктантом (x_k), считается лучшим и включается в качестве первого члена в уравнение регрессии. Таким образом, на этом шаге формируется уравнение регрессии вида

$$y = a_1 x_k. \quad (15.7)$$

После этого отбирается предиктор, например x_l , который вместе с отобранным на первом шаге наиболее тесно коррелирует с предиктантом, т. е. имеет наивысший коэффициент множественной корреляции $R_{y, x_k x_l}$. Для этого нужно рассчитать коэффициенты множественной корреляции вида $R_{y, x_k x_l}$, где $i = 1, k - 1; k + 1, n$, т. е. привлечь к исследованию все предикторы, кроме уже включенного в уравнение регрессии (15.7) предиктора k . Теперь можно составить уравнение с двумя членами в правой части:

$$y = a_1 x_k + a_2 x_l. \quad (15.8)$$

Однако предварительно нужно убедиться, насколько уравнение (15.8) лучше, чем уравнение (15.7), удовлетворяет исходной выборке. В этих целях вычисляется разность

$$\Delta_1 = R_{y, x_k x_l} - r_{y, x_k}. \quad (15.9)$$

Если разность Δ велика, что указывает на целесообразность добавления второго предиктора в уравнение регрессии, то дальнейшее просеивание продолжается. Если она меньше наперед заданной величины, то процедура заканчивается, и второй и все остальные предикторы в уравнение регрессии не включаются.

Вопрос о критическом значении увеличения коэффициента корреляции при добавлении следующего предиктора в данном случае решается субъективно. Здесь можно высказать такое соображение. Разность Δ_1 , очевидно, не может быть меньше средней квадратической ошибки расчета коэффициента корреляции между предиктантом и последним предиктором, включенным в уравнение регрессии. Средняя квадратическая ошибка парного коэффициента корреляции, когда число наблюдений $N > 50$, вычисляется по формуле:

$$\sigma_r = (1 - r_{y, x}^2)/N. \quad (15.10)$$

Если выбор первоначального перечня предикторов был произведен физически обоснованно, то просеивание при достаточно большой выборке, обеспечивающей высокую точность расчета коэффициентов корреляции, обычно не оканчивается на втором предикторе, а продолжается дальше. Таким образом могут быть составлены уравнения регрессии:

$$y = a_1 x_k + a_2 x_l + a_3 x_p,$$

$$y = a_1 x_k + a_2 x_l + a_3 x_p + a_n x_q \text{ и т. д.} \quad (15.11)$$

Возможность последовательного составления уравнений регрессии по мере отбора предикторов позволяет более объективно решить вопрос об окончании просеивания. Для этого вся совокупность архивных материалов разбивается на две непересекающиеся выборки: обучающую и экзаменационную. По обучающей выборке производится просеивание и формирование уравнений регрессии, начиная с (15.7), а по экзаменационной даются прогнозы и рассчитываются их ошибки. С добавлением следующих предикторов ошибки прогнозов будут уменьшаться до тех пор, пока статистическая структура экзаменационной выборки будет совпадать с обучающей. С того момента, когда начнутся расхождения, т. е. когда связи, характерные для обучающей выборки, станут нетипичными для экзаменационной, ошибки прогнозов станут увеличиваться. На этом следует прекратить дальнейшее просеивание. Следующий лучший предиктор, с включением

которого ошибка прогноза увеличивается, а также последующие еще не апробированные предикторы в уравнение регрессии не включаются.

Имеются и другие, более сложные процедуры, позволяющие определить момент окончания просеивания. Так, например, имеется процедура, основанная на проверке нулевой гипотезы. Эта гипотеза формулируется следующим образом: приращение множественного коэффициента корреляции ΔR при включении следующего предиктора, отличное от нуля, есть следствие ограниченности выборки, т. е. случайно. Включение этого предиктора в уравнение регрессии производится, если нулевая гипотеза отвергается с высокой вероятностью (обычно 95 % и более).

Практически проверка нулевой гипотезы может быть произведена путем формирования случайных выборок. Для этого упорядоченные в хронологическом порядке ряды предиктанта и отобранных в результате просеивания предикторов многократно перемешиваются внутри каждого ряда случайным образом. После каждого перемешивания вычисляется приращение коэффициента множественной корреляции за счет включения следующего лучшего предиктора. Если приращение множественного коэффициента корреляции в подавляющем числе случаев (95 % и более) меньше, чем приращение, определенное по упорядоченным выборкам, то нулевая гипотеза отвергается и предиктор в уравнении регрессии остается. После этого выбирается следующий лучший предиктор, и процесс оценки значимости приращения коэффициента множественной корреляции повторяется снова. В противном случае просеивание прекращается и предиктор в уравнение регрессии не включается.

Второй вариант просеивания — методом исключения — сводится к тому, что сначала вычисляется коэффициент множественной корреляции предиктанта со всеми предикторами. Затем путем последовательного исключения одного предиктора за другим определяется тот, который дает минимальное уменьшение коэффициента множественной корреляции. Этот предиктор исключается из уравнения регрессии. Далее процедура просеивания повторяется до тех пор, пока уменьшение коэффициента множественной корреляции не станет существенным. Момент окончания просеивания определяется одним из предложенных выше способов.

Рассмотренный алгоритм просеивания не свободен от некоторых недостатков.

Нет гарантии, что в отобранную лучшую пару предикторов обязательно должен входить первый ранее отобранный предиктор, в лучшую тройку — ранее отобранная пара и т. д. С целью устранения этого недостатка при наличии технических возможностей при просеивании лучше апробировать все сочетания предикторов по два, по три и т. д. Однако следует иметь в виду, что в этом случае резко возрастает объем расчетной работы.

Другой недостаток обусловлен тем, что выбор лучших предикторов связан с оценкой значений выборочных коэффициентов корреляции. Значения этих коэффициентов отличаются от рассчитанных по генеральной совокупности: они могут быть как выше их, так и ниже. Но так как при просеивании отбираются предикторы с максимальным по абсолютному значению коэффициентом корреляции, то более вероятно, что это значение будет завышенным по сравнению с его истинным значением. Поэтому описание исходной выборки уравнением регрессии будет более оптимистичным, чем на самом деле. В связи с этим при переходе к независимой выборке (к прогнозам) корреляция между правой и левой частями уравнения (15.5) будет ниже, чем по исходной выборке, т. е. успешность прогнозов будет хуже, чем ожидалось.

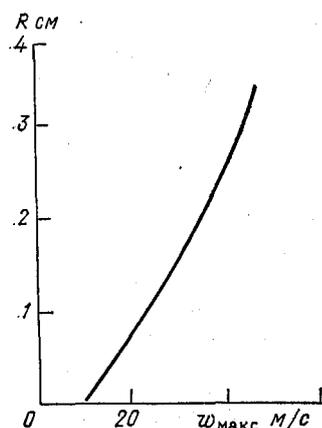


Рис. 15.2. Корреляционный график для определения размеров градин без учета их таяния.

Кроме того, выбор предиктора может быть ошибочным, так как истинное значение коэффициента корреляции для включенного в уравнение предиктора может быть меньше, чем для невключенного. Вероятность такой ошибки особенно велика на заключительном этапе просеивания.

Вероятность получения различных оценок успешности описания связей между предикторами и предиктантом по исходной и независимой выборкам, как следует из предыдущего изложения, тем больше, чем больше число возможных предикторов рассматривается на начальном этапе разработки метода прогноза. Поэтому не следует включать в предварительный перечень большое число предикторов, надеясь, что слабо влияющие на предиктант автоматически будут исключены при просеивании. Действительно, большая их часть скорее всего будет отбракована, но те, что останутся, могут существенно повлиять на качество прогнозов.

б) *Графический подход* к установлению связи между предикторами и предиктантом, представленными в количественном виде.

Если имеется только один предиктор, то его связь с предиктантом можно представить в виде корреляционного графика. При небольшом разбросе точек относительно линии регрессии график может быть использован для прогноза. Прогностическими значениями предиктанта являются ординаты точек, находящихся на линии регрессии, которые соответствуют значениям предиктора, отложенным на оси абсцисс. Пример такого графика приведен на рис. 15.2, на котором по оси абсцисс отложены значения мак-

симальной скорости конвективных движений в кучево-дождевом облаке (предиктор), а по оси ординат — радиус градин (предиктант).

В случае двух предикторов строится диаграмма, по осям которой откладываются значения предикторов. На поле диаграммы для каждого случая исходной выборки отмечаются точки, возле которых подписываются значения предиктанта. По этим данным проводятся изолинии равных значений предиктора, мелкомасштабные возмущения некоторых изолиний сглаживаются.

Чаще всего при построении диаграммы по одной оси откладывают значения предиктанта, по другой — значения одного из предикторов, а на поле графика проводят изолинии равных значений второго предиктора. Пример такой диаграммы приведен на рис. 23.5. По оси ординат отложен радиус градин (предиктант), по оси абсцисс — максимальная скорость конвективных движений в кучево-дождевом облаке (первый предиктор), а на поле диаграммы проведены изолинии второго предиктора — высоты нулевой изотермы.

При трех и более предикторах для графического представления зависимостей между предиктантом и предикторами строится семейство диаграмм, последовательно используемых при разработке прогноза. Процедура построения последовательных диаграмм носит название *метода последовательной графической регрессии*. Первоначально строится диаграмма связи между любыми двумя предикторами и предиктантом точно так же, как и в только что рассмотренном случае. Затем по диаграмме определяются приближенные значения предиктанта, так как при проведении изолиний их мелкомасштабные возмущения были сглажены. После этого строится вторая диаграмма связи предиктанта с его приближенным значением, определенным по первой диаграмме, и следующим, третьим предиктором. По второй диаграмме опять определяется приближенное значение предиктанта, которое является входным в следующую, третью диаграмму, и т. д., пока не будут привлечены все предполагаемые предикторы.

В тех случаях, когда разброс точек на первой диаграмме не позволяет провести изолинии равных значений предиктанта, оба предиктора бракуются и исключаются из дальнейшего рассмотрения. Если при малом разбросе точек изолинии на какой-либо диаграмме параллельны одной из осей, то это означает, что предиктор, значение которого отложено по данной оси, слабо коррелирует с предиктантом, и поэтому его отбраковывают.

Таким образом, отбор лучших предикторов осуществляется одновременно с построением графических зависимостей. Прогноз по этим диаграммам сводится к последовательному определению значений предиктора в первом, втором и т. д. приближениях. Последнее приближение используется при формулировке прогноза.

Возможен и несколько другой подход к построению прогностических диаграмм. Сначала диаграммы строят для различных пар предикторов. Если число предикторов нечетное, то какой-нибудь предиктор используется дважды. С каждой диаграммы снимаются приближенные значения предиктанта, которые используются в качестве входных значений при построении следующих диаграмм, с которых снимаются новые приближенные значения предиктанта. По ним строятся следующие диаграммы. Построение идет до тех пор, пока не остается одна диаграмма. Данные, снятые с нее, используются при формулировке прогноза.

Второй вариант сочетаний форм представления предиктанта и предикторов включает в себя случаи, когда предиктант является величиной количественной, а предикторы — частично количественные, а частично качественные (см. рис. 15.1). Здесь как видно, возможны два подварианта. Если качественных предикторов мало, то вся исходная выборка разбивается на части в соответствии с сочетанием фаз качественных предикторов. Например, качественными предикторами могут быть факты наличия или отсутствия в исходный для прогноза момент низкой облачности или тумана. Тогда будем иметь четыре сочетания фаз этих предикторов: облачность и туман есть; облачности и тумана нет; туман есть, а облачности нет, облачность есть, а тумана нет. Исходную выборку в этом случае нужно разбить на четыре части. В одной части будут только случаи, когда были туман и облачность, во второй части — когда ни облачности, ни тумана не было, и т. д.

По каждой такой выборке строится свое уравнение регрессии или диаграммы по методу последовательной графической регрессии.

В том случае, если качественных предикторов много, количественные предикторы и предиктант переводятся в качественное состояние. Для этого диапазоны изменений предиктанта и количественных предикторов разбиваются на небольшое число градаций, и разработка прогностических зависимостей ведется по процедурам четвертой группы вариантов сочетаний форм представления предикторов и предиктанта.

В третьем варианте предиктант является характеристикой качественной, а предикторы — количественной. Здесь возможен как аналитический, так и графический подход к установлению связей между предикторами и предиктантом.

а) *Аналитический подход* может быть реализован в виде многочисленных методов дискриминантного анализа, являющегося одним из направлений теории распознавания образов.

Основная задача дискриминантного анализа — получение решающих правил, позволяющих разделять объекты по значениям признаков этих объектов на классы (типы, фазы, градации). Решающие правила разрабатываются обычно на основе обучающей выборки с использованием методов математической статистики.

В прогностических задачах синоптической метеорологии будущий класс состояния погоды (объекта) определяется по значениям признаков объекта в исходный момент времени. Так, например, с помощью дискриминантного анализа может быть решена следующая прогностическая задача: по условиям погоды (признакам объекта) в вечерний срок наблюдения определить, следует ли ночью ожидать возникновения радиационного тумана. В этом примере объектом классификации является будущее состояние погоды, которое делится на два класса — погоду с наличием тумана и погоду без тумана.

Построение линейной дискриминантной функции относится к так называемому параметрическому дискриминантному анализу, который предполагает, что известна многомерная функция плотности распределения признаков объекта в каждом его классе. Обычно предполагается, что признаки распределены по многомерному нормальному закону.

Будем считать, что объект (состояние погоды) подразделяется только на два класса. Именно с такой ситуацией сталкивается прогнозист при составлении альтернативных прогнозов метеорологических явлений. Тогда многомерные плотности вероятности $P_1(x)$, $P_2(x)$ классов (A_1) и (A_2) будут иметь вид:

$$P_1(x) = \frac{1}{(2\pi)^{k/2} |M|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (x - \bar{x}_1)' M^{-1} (x - \bar{x}_1) \right],$$

$$P_2(x) = \frac{1}{(2\pi)^{k/2} |M|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (x - \bar{x}_2)' M^{-1} (x - \bar{x}_2) \right]. \quad (15.12)$$

Здесь x — вектор-признак объекта, представляющий собой совокупность (x_1, x_2, \dots, x_k) признаков, описывающих объект, k — размерность вектора-признака; \bar{x}_1, \bar{x}_2 — векторы средних значений признаков объекта в каждом классе; M^{-1} — матрица, обратная ковариационной матрице M признаков (x_1, x_2, \dots, x_k) ; $|M|$ — определитель матрицы M . Штрихи при $(x - \bar{x}_1)$ и $(x - \bar{x}_2)$ — символы транспонирования.

Соотношения (15.12) написаны в предположении, что ковариационные матрицы классов (A_1) и (A_2) одинаковы ($M_1 = M_2 = M$), а средние арифметические признаков отличаются друг от друга ($\bar{x}_1 \neq \bar{x}_2$). Поскольку в реальных условиях обычно между матрицами M_1 и M_2 существуют некоторые различия, вводится обобщенная матрица $M = \frac{M_1 + M_2}{2}$. Перейдем теперь к построению

дискриминантной функции. В соответствии с принципом Байеса будем считать, что вектор-признак x^* (на основе его значений компонентов принимается решение о классификации объекта) следует отнести к тому классу, для которого после подстановки x^*

в (15.12) получим большее значение плотности вероятности $P_i(x)$. Разделим далее первое из выражений (15.12) на второе, прологарифмируем результат и обозначим его через $U(x)$:

$$U(x) = \ln \frac{P_1(x)}{P_2(x)} = -\frac{1}{2} [(x - \bar{x}_1)' M^{-1} (x - \bar{x}_1) - (x - \bar{x}_2)' M^{-1} (x - \bar{x}_2)]. \quad (15.13)$$

Нетрудно теперь заметить, что сформулированный выше принцип Байеса превращается с помощью функции $U(x)$ в неравенства:

$$\begin{aligned} \text{если } U(x) > 0, & \text{ то } x^* \in (A_1), \\ \text{если } U(x) < 0, & \text{ то } x^* \in (A_2). \end{aligned} \quad (15.14)$$

Функция $U(x)$ называется линейной дискриминантной функцией и позволяет, таким образом, с помощью неравенств (15.14) разделять объекты на два класса. Условие $U(x) = 0$ соответствует «попаданию» объекта x^* на «границу» между классами.

Соотношение (15.13) записано в векторно-матричной форме. Преобразуем его к виду, удобному для расчетов. Воспользовавшись элементами матричного исчисления, в частности сочетательным и распределительным законами $[(CB)A = C(BA); (A+B)C = AC + BC$, где A, B, C — матрицы], а также равенством $A'B^{-1}C = C'B^{-1}A$, представим после несложных преобразований (15.13) в виде

$$U(x) = (x - \bar{x}) M^{-1} d, \quad (15.15)$$

где $x = (\bar{x}_1 + \bar{x}_2)/2$ есть обобщенное среднее значение вектора признака по двум классам; $d = \bar{x}_1 - \bar{x}_2$ — разность между средними значениями вектора признаков в каждом из классов.

Введем обозначение

$$C = M^{-1} d, \quad (15.16)$$

где C — вектор, состоящий из постоянных для данной обучающей выборки составляющих, которые обозначены через (c_1, c_2, \dots, c_k) . Тогда вместо (15.15) можно написать

$$U(x) = (x_1 - \bar{x}_1) c_1 + (x_2 - \bar{x}_2) c_2 + \dots + (x_k - \bar{x}_k) c_k$$

или

$$U(x) = c_0 + c_1 x_1 + c_2 x_2 + \dots + c_k x_k, \quad (15.17)$$

где

$$c_0 = - \sum_{i=1}^k c_i \bar{x}_i. \quad (15.18)$$

Здесь x_i, \bar{x}_i — значения признаков и соответственно обобщенные средние значения признаков объекта U . Коэффициенты c_1, c_2, \dots

(R_q или R_q^-). В качестве меры близости используется расстояние, определяемое по формуле

$$l^2 = (x_1 - \bar{x}_1)^2 + (x_2 - \bar{x}_2)^2 + \dots + (x_n - \bar{x}_n)^2. \quad (15.22)$$

Таким образом рассчитывается $l^2(R_q)$ — расстояние конкретного случая от эталона осуществления явления и $l^2(R_q^-)$ — расстояние этого же случая от эталона осуществления погоды без явления. Если $l^2(R_q) < l^2(R_q^-)$, то в формулировке прогноза указывается наличие явления, если $l^2(R_q) > l^2(R_q^-)$, то в формулировке прогноза указывается отсутствие явления (явление не указывается).

Следует отметить, что успешность разделения объектов на классы методами дискриминантного анализа зависит прежде всего от того, насколько различны средние значения одних и тех же признаков в разных классах. Чем больше различия, тем при прочих равных условиях успешнее разделение объектов на классы. В связи с этим целесообразно, прежде чем приступить к разделению объектов на классы, исключить из рассмотрения те предикторы, для которых упомянутые различия малы.

б) *Графический подход* реализуется путем построения демаркационных графиков. Одним из видов этих графиков являются так называемые *диаграммы рассеяния*. Процедура их построения сводится к выполнению следующих операций.

По данным о значениях каких-либо двух предикторов на поле диаграммы условными значками наносятся соответствующие этим значениям фазы предиктанта. У каждого значка ставится дата или порядковый номер в выборке, с тем чтобы при дальнейшей работе над методом можно было бы установить момент времени, к которому относится данный случай. Затем выделяются области с явным преобладанием одной из фаз. Построенную диаграмму можно использовать для прогноза, но только для тех диапазонов изменений предикторов, которые обеспечивают попадание точки на поле диаграммы в эти области.

Для случаев, не попавших в области явного преобладания одной из фаз предиктанта, т. е. когда имеет место неопределенность, строится вторая диаграмма, для чего привлекается вторая пара предикторов. Опять выделяются области явного преобладания одной из фаз предиктанта. Если еще остались случаи, не попавшие в эти области, то строятся следующие диаграммы. И так до тех пор, пока почти каждому случаю исходной выборки на одной из диаграмм не будет соответствовать точка, попавшая в одну из областей явного преобладания какой-либо одной фазы.

Разработка прогноза сводится к поочередному использованию диаграмм с целью нахождения области преобладания какой-либо фазы предиктанта при заданных значениях предикторов.

В тех случаях, когда на поле диаграммы не удается выделить области преобладания одной из фаз, оба предиктора исключаются из дальнейшего рассмотрения. Если демаркационная линия проходит параллельно одной из осей координат, то бракуется предиктор, значения которого откладывались по этой оси, а к оставшемуся предиктору добавляется новый, еще не апробированный.

На рис. 22.3 приведены диаграммы рассеяния для прогноза наличия или отсутствия низкой внутримассовой облачности в малоградиентном поле в период 0—3 ч мск в районе Москвы по данным наблюдений в 21 ч. В качестве предикторов использованы значения вертикального градиента температуры в слое Земля—первая особая точка на кривой стратификации температуры, разность скоростей ветра на высотах 600 м и флюгера, значения дефицита точки росы у Земли и на уровне первой особой точки.

При малой разности скоростей ветра на уровне Земли и флюгера при падении температуры с высотой (область F_1) велика вероятность отсутствия в 0—3 ч низкой облачности (рис. 22.3 а). Поэтому при соответствующих значениях указанных предикторов в формулировке прогноза не указывается наличие или появление в период 0—3 ч низкой облачности.

При стратификации температуры, близкой к изотермической или инверсионной, и сравнительно малой разности скоростей ветра на уровнях 600 м и флюгера (область f_1) повторяемость случаев с низкой облачностью в последующем примерно одинакова. Поэтому при таком сочетании значений предикторов прогноз дать нельзя, и для разграничения этих (и только этих) случаев привлекается следующая пара предикторов (рис. 22.3 б). Как видно, повторяемость случаев с наличием низкой облачности велика при малых значениях дефицита точки росы у Земли и на высоте первой особой точки и мала при больших их значениях. Таким образом, если на этой диаграмме точка с координатами, соответствующими значениям дефицита точки росы у Земли и на уровне первой особой точки, попадает в область F_2 , то в формулировке прогноза указывается отсутствие низкой облачности (не указывается ее наличие или появление). В том случае, если точка попадает в область, находящуюся вблизи начала координат (ограниченную пунктирной линией), то в прогнозе указывается сохранение или появление низкой облачности.

Можно строить демаркационные графики с одновременным отбором лучших предикторов. При этом предварительный прогноз фазы предиктанта дается на основе привлечения лучшего предиктора, а затем он постепенно уточняется путем использования всех остальных. Предварительно вся выборка разбивается на обучающую и экзаменационную. Затем выполняется анализ связи между предиктантом и каждым из предполагаемых предикторов. Для этого на числовой оси каждого предиктора по данным обучающей выборки различными значками отмечаются фазы предиктанта.

Если предикторы выбраны физически достаточно обоснованно, то на этой числовой оси будет наблюдаться группировка значков определенного вида: со стороны начала отсчета значений — одного типа, а с противоположной стороны — другого. Затем на оси каждого предиктора выбирается точка x_l (l — порядковый номер предиктора), разделяющая весь интервал изменения предиктора x_l на два области таким образом, чтобы суммарное число значков, отличающихся от преобладающих в данной области числовой оси, было минимальным. Таким образом для каждого предиктора на обучающей выборке устанавливается его пороговое значение, разделяющее предиктанта на две совокупности. Затем по экзаменационной выборке дается прогноз по каждому предиктору. Путем сравнения количества неоправдавшихся прогнозов выбирается лучший предиктор x_p , по которому дается предварительный прогноз фазы предиктанта.

Уточнение предварительного прогноза производится с помощью демаркационных графиков, построенных отдельно для ситуаций, когда значения первого предиктора x_p больше порогового x_p^* и меньше порогового. Эти графики строят по обучающей выборке последовательно для всех пар предикторов, исключая лучший. Для этого на поле графика условными значками наносят фазу предиктанта, соответствующую значениям предикторов. После этого плавной демаркационной линией разделяют области с преобладанием одной из фаз предиктанта так, чтобы суммарное число ошибок такого разделения было минимальным.

По демаркационным графикам с привлечением данных экзаменационной выборки даются прогнозы и оцениваются их ошибки. Демаркационные графики, по которым получены наименьшие количества неоправдавшихся прогнозов для ситуаций, когда $x_p > x_p^*$ и когда $x_p < x_p^*$, считаются прогностическими демаркационными графиками второй очереди. Предикторы, по которым они построены, считаются лучшими и далее из рассмотрения исключаются.

Далее строят демаркационные графики третьей очереди, используя результаты, полученные с помощью демаркационных графиков первой и второй очередей для разбиения всей выборки на четыре части по сочетанию следующих признаков: по предварительному прогнозу (первая очередь) — $x_p > x_p^*$ и $x_p < x_p^*$, по графикам второй очереди — по фазе предиктанта, определенной по этим графикам. Для каждой части обучающей выборки строят демаркационные графики с использованием оставшихся пар предикторов. Затем апробируют их на экзаменационной выборке, выбирают лучшие графики, исключают из дальнейшего рассмотрения лучшие предикторы и т. д.

Построение демаркационных графиков оканчивается тогда, когда количество неоправдавшихся прогнозов перестает уменьшаться.

Четвертый вариант сочетаний форм представления предиктанта и предикторов (см. рис. 15.1) предусматривает построение методов прогноза, когда предиктант является качественной характеристикой, а предикторы — качественные и количественные.

В том случае, если качественных предикторов мало, вся выборка разбивается на части в соответствии с сочетанием фаз этих предикторов. Затем по каждой части выборки строятся или дискриминантная функция, или демаркационные графики, которые потом используются при разработке прогнозов.

Когда качественных предикторов много, количественные предикторы переводят в качественные. Для этого диапазоны их изменений разбивают на небольшое число градаций. Связь между качественными предикторами и качественным предиктантом удобнее всего устанавливать методом анкеты.

Анкета строится следующим образом. Для каждой фазы предиктанта составляется вопросник о фазах предикторов. Причем вопросы должны быть поставлены так, чтоб на них можно было дать только положительный или отрицательный ответ. Эти вопросы ставятся перед каждым случаем исходной выборки, и ответы заносятся в анкету. Затем рассчитываются повторяемости различных комбинаций положительных и отрицательных ответов для каждой фазы предиктанта. На этом основании устанавливаются сочетания фаз предикторов, при которых вероятность попадания предиктанта в какую-либо фазу достаточно велика для того, чтобы на этом основании формулировать категорический или вероятностный прогноз. Пример анкеты, которая позволяет прогнозировать облачность верхнего яруса, приведен в гл. 22.

В процессе реализации третьего этапа не только решается стоящая перед ним основная задача, представляющая собой выбор способа оформления прогностической связи между предиктантом и предикторами. Одновременно, предварительно или параллельно происходит отбор лучших предикторов и определение оптимальных значений параметров статистических связей.

15.2.4. Апробация метода на независимом материале

При оперативном использовании нового физико-статистического метода следует иметь в виду, что исходным материалом для его разработки явились выборки ограниченного объема. Поэтому параметры связи между предикторами и предиктантом, полученные на основе этих ограниченных выборок, могут отличаться от аналогичных характеристик, установленных по генеральной совокупности. В связи с этим не всегда при разработке оперативных прогнозов удается получить ожидаемую их успешность.

Все новые физико-статистические, как и любые другие прогностические методы, должны проходить или оперативные испытания на текущих синоптических материалах, или на независимых,

не вошедших ни в обучающую, ни в экзаменационную выборки данных. В результате таких испытаний получают различные показатели успешности прогнозов, уточняют границы применимости метода и процедуру составления прогноза. Все это служит основой для разработки рекомендаций по составлению прогнозов данным методом.

15.3. Экстраполяционные прогнозы

Экстраполяционными метеорологическими прогнозами принято называть такие, при разработке которых в качестве предиктора и предиктанта используется одна и та же метеорологическая характеристика в одном и том же пункте или в одном и том же месте синоптического объекта. Значения коэффициентов в прогностических уравнениях могут выбираться без учета статистических связей между предиктантами и предиктором (*формальная экстраполяция*) или с их учетом (*статистическая экстраполяция*).

Формальная экстраполяция может быть линейной или криволинейной, а также осуществляться по экстраполяционным формулам.

Для составления прогноза с помощью *линейной экстраполяции* нужно иметь два наблюдения за метеорологической характеристикой в смежные моменты времени, с тем чтобы установленную на их основе тенденцию изменения распространить в неизменном виде на период действия прогноза. Таким образом, скорость изменения характеристики f будет

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c = \text{const.} \quad (15.23)$$

Прогностическое значение $f_{\text{пр}}$ будет равно

$$f_{\text{пр}} = f_{\text{исх}} + c \Delta t, \quad (15.24)$$

где Δt — упреждение прогноза.

Криволинейная экстраполяция обычно используется как квадратическая, т. е. учитывается только ускорение. В этом случае

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c \neq \text{const}; \quad \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = a = \text{const}; \quad \frac{\partial^3 f}{\partial t^3} = 0. \quad (15.25)$$

Для прогноза методом криволинейной интерполяции нужно иметь не менее трех наблюдений в последовательные моменты времени. Тогда при равных интервалах между наблюдениями будем иметь

$$a = \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = \frac{1}{\Delta t} \left(\frac{f_3 - f_2}{\Delta t} - \frac{f_2 - f_1}{\Delta t} \right) = \frac{1}{(\Delta t)^2} (f_1 + f_3 - 2f_2), \quad (15.26)$$

где f_1 — значение характеристики в исходный момент; f_2 — значение характеристики в предыдущий момент через интервал времени Δt ; f_3 — значение характеристики в предыдущий период на дистанции от исходного момента, равной $2 \Delta t$.

Скорость изменения характеристики определяется как среднее значение изменения между моментами времени t_1 и t_3 , т. е.

$$c = (f_3 - f_1)/(2 \Delta t). \quad (15.27)$$

Тогда, используя формулы (15.26) и (15.27), можем записать

$$f_{\text{пр}} = f_3 + c \Delta t + a (\Delta t)^2/2. \quad (15.28)$$

Формулы (15.24) и (15.28) можно использовать для экстраполяции положения особых точек и линий метеорологических полей, заменив производные по времени производными по горизонтальным координатам, например, центров циклонов и антициклонов, точек на осях барических и термических ложбин и гребней, а также на линиях фронтов и т. д.

Перемещение особых точек и линий метеорологических полей может быть рассчитано по дифференциальным экстраполяционным формулам. Формулы и выводы, вытекающие из них, чаще всего используют при прогнозе перемещения центров барических образований, осей ложбин и лежащих в них фронтов.

Запишем соотношение между полной и частными производными (оператор Эйлера), пренебрегая членом, описывающим перенос поля по вертикали:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}. \quad (15.29)$$

Если предположить, что поле не претерпевает эволюции, то скорость перемещения особых точек и линий может быть определена по формулам:

$$u = - \frac{\partial f / \partial t}{\partial f / \partial x}, \quad v = - \frac{\partial f / \partial t}{\partial f / \partial y}. \quad (15.30)$$

Уравнение изобары имеет следующий вид:

$$p = \text{const}. \quad (15.31)$$

Направляя ось y по касательной к изобаре и полагая $f = p$, получим

$$u_{\text{из}} = - \frac{\partial p / \partial t}{\partial p / \partial x}. \quad (15.32)$$

Аналогичным образом получим, что скорость перемещения оси ложбины, если ось y направлена по касательной к ней, а $\partial p / \partial x = 0$,

$$u_{\text{л}} = - \frac{\partial^2 p / \partial x \partial t}{\partial^2 p / \partial x^2}. \quad (15.33)$$

Из формулы (15.33), в частности, следует, что при прочих равных условиях глубокие ложбины ($\partial^2 p / \partial x^2$ велико) смещаются медленнее пологих.

Скорость перемещения фронта, уравнение которого, в соответствии с динамическим условием, имеет вид $p_1 - p_2 = 0$, будет равна

$$u_{\text{фр}} = - \frac{\partial p_1 / \partial t - \partial p_2 / \partial t}{\partial p_1 / \partial x - \partial p_2 / \partial x} \quad (15.34)$$

где p_1 — давление в тепловой воздушной массе, p_2 — давление в холодной воздушной массе, ось Ox направлена по нормали к линии фронта.

Формула (15.34) показывает, что фронт смещается тем быстрее, чем больше разность барических тенденций перед и за ним, и тем медленнее, чем глубже ложбина, в которой он находится.

Экстраполяционные формулы, которые можно использовать для прогноза перемещения циклонов и антициклонов, приведены в гл. 13. Там же сформулированы некоторые выводы, имеющие прогностическое значение.

Основное предположение, на котором основываются методы формальной экстраполяции (установленная по предыдущему и исходному положениям тенденция на период прогноза сохранит как знак, так и величину), не всегда оказывается верным. Например, при очень высокой для данного района температуре воздуха и тенденции к ее дальнейшему возрастанию формальная экстраполяция приведет к тому, что прогностическое значение температуры будет выше, чем в исходный момент для прогноза. Однако, как показывают расчеты, при очень высокой исходной температуре вероятнее всего ее последующее понижение, а не повышение.

Синоптические объекты при перемещении трансформируются, т. е. изменяют свои размеры, в их циркуляцию вовлекаются новые массы воздуха и т. д. Все это приводит к тому, что направление и скорость перемещения объектов за период действия прогноза может стать не соответствующей предшествующей тенденции их перемещения.

Недостатки, присущие формальной экстраполяции, в некоторой степени могут быть устранены при статистической экстраполяции. В этом случае экстраполяция производится с помощью уравнения регрессии, где предикторами являются значения прогнозируемой величины или характеристики синоптического объекта в исходный и предыдущий моменты времени, но вклад каждого предиктора в результат прогноза определяется статистическим путем по архивной выборке. Таким путем можно, например, учесть тенденцию очень высоких температур воздуха к последующему понижению, если построить уравнение регрессии для градации на верхнем пределе ее сезонных изменений, или учесть уменьшение скорости перемещения циклона с началом его окклюдирования и т. д. Поэтому ошибки статистической экстраполяции меньше, чем фор-

мальной, и ее использование в практике прогнозирования предпочтительнее.

Экстраполяционные методы широко используются для прогноза перемещения и эволюции синоптических объектов, а также для локального краткосрочного прогноза метеорологических величин. Так, например, с заблаговременностью до 4—6 ч с помощью экстраполяции разрабатываются прогнозы ветра в свободной атмосфере, на основе экстраполяции ночного понижения температуры и изменения точки росы прогнозируется время образования радиационного тумана и т. д.

Для экстраполяционного прогноза большинства метеорологических величин оказывается достаточным иметь уравнения регрессии лишь с одним членом, учитывающим влияние значений метеорологической величины только в исходный момент. Эта особенность определяется видом временной корреляционной функции, которая для большинства метеорологических величин имеет вид, близкий к экспоненте:

$$r(\Delta t) = e^{-k \Delta t}. \quad (15.35)$$

Покажем, что частный коэффициент корреляции между предиктантом и вторым предиктором x_2 при выполнении условия (15.35) обращается в нуль, т. е. предиктор x_2 не вносит вклада в множественный коэффициент корреляции между предиктантом y и предикторами x_1 (значение метеорологической величины в исходный момент) и x_2 (значение метеорологической величины в другой предыдущий момент). Частный коэффициент корреляции между предиктантом y и вторым предиктором x_2 равен

$$r_{y, x_2, x_1} = \frac{r_{y, x_2} - r_{y, x_1} r_{x_1, x_2}}{\sqrt{1 - r_{y, x_1}^2} \sqrt{1 - r_{x_1, x_2}^2}}. \quad (15.36)$$

Пусть интервал между наблюдениями x_1 и x_2 равен Δt_1 , а между наблюдениями y и x_1 равен Δt_2 , тогда из условия (15.35) получим, что

$$r_{y, x_1} r_{x_1, x_2} = r(\Delta t_1) r(\Delta t_2) = e^{-k \Delta t_2} e^{-k \Delta t_1} = e^{-k(\Delta t_1 + \Delta t_2)} = r_{y, x_2}. \quad (15.37)$$

С учетом соотношения (15.37) числитель в (15.36) обращается в нуль.

Таким образом, дополнительное включение в уравнение регрессии второго предиктора для метеорологической величины, имеющей экспоненциальную временную корреляционную функцию, не имеет смысла.

Можно показать, что в том случае, когда временная корреляционная функция метеорологической величины имеет вид, отлич-

ный от экспоненты, в уравнение регрессии желательно включение по крайней мере двух предикторов.

Заметим, что даже в том случае, когда статистическая экстраполяция производится по уравнению регрессии с одним предиктором, обеспечиваются существенно лучшие результаты, чем дают инерционные и климатологические прогнозы.

Пусть для прогноза какой-либо метеорологической величины, имеющей экспоненциальную временную корреляционную функцию, используется уравнение регрессии вида

$$\bar{y} = ax, \quad (15.38)$$

где \bar{y} — среднее при данном y_0 отклонение от нормы значения метеорологической величины в момент $t_0 + \Delta t$; x — отклонение от нормы значения метеорологической величины в исходный момент t .

Успешность прогнозов будем оценивать отношением суммы квадратов ошибки прогноза δ к дисперсии распределения y . Это отношение, как показывается в курсе математической статистики, связано с коэффициентом корреляции между прогностическим и фактическим значениями предиктанта y следующим соотношением:

$$\sum \delta^2 / \sum y^2 = 1 - r_{\bar{y}, y}, \quad (15.39)$$

где y — фактическое в момент времени $t + \Delta t$ значение отклонения предиктанта от нормы. Для инерционного прогноза фактическое отклонение предиктанта от нормы y_f в момент $t + \Delta t$ равно его фактическому значению в исходный момент t , т. е. y_0 . Тогда

$$\begin{aligned} \delta_n = y - y_0 \text{ и } \sum \delta_n^2 / \sum y^2 &= \sum (y - y_0)^2 / \sum y^2 = \\ &= \sum (y^2 + y_0^2) / \sum y^2 - 2 \sum y y_0 / \sum y_0^2. \end{aligned} \quad (15.40)$$

Очевидно, что $\sum y^2 = \sum y_0^2$ и поэтому

$$\sum \delta_n^2 / \sum y^2 = 2 \left(1 - \sum y y_0 / \sqrt{\sum y_0^2 \sum y^2} \right). \quad (15.41)$$

Второй член в скобках равен $r_{y_0, y}$ и поэтому

$$\sum \delta_n^2 / \sum y^2 = 2 (1 - r_{y_0, y}). \quad (15.42)$$

Таким образом, сравнивая (15.39) и (15.42), можно сделать вывод, что успешность инерционного прогноза в 2 раза ниже успешности статистического экстраполяционного прогноза.

При климатологическом прогнозе в момент $t + \Delta t$ ожидается значение предиктанта, равное норме. Поэтому ошибка климатологического прогноза будет равна отклонению предиктанта от этой нормы, т. е. $\delta_k = -y$.

Таким образом,

$$\sum \delta_k^2 / \sum y^2 = 1, \quad (15.43)$$

но поскольку в (15.39) $(1 - r_{y,y}^2) < 1$, то успешность статистического экстраполяционного прогноза выше климатологического.

Поскольку в настоящее время в специальной литературе можно найти сведения о виде временных и пространственных корреляционных функций практически всех метеорологических величин, то чаще всего априорно можно установить, один или несколько предикторов следует включать в экстраполяционное уравнение регрессии.

15.4. Вероятностные прогнозы

Разрабатываемые в службе погоды СССР краткосрочные прогнозы погоды являются, как правило, категорическими. Они содержат указания на осуществление какого-либо конкретного значения (градации) метеорологической величины или фазы явления. Никаких сведений, хотя бы субъективных, о том, с какой уверенностью сформулирован прогноз данного значения (градации) метеорологической величины или фазы явления, эта информация не содержит. В то же время синоптик нередко находится в крайне трудном положении при выборе окончательного решения. Так, еще в 1971 г. в Гидрометцентре СССР методом экспертного оценивания произведена классификация синоптических ситуаций различной, с точки прогнозирования погоды, сложности. За четыре месяца (с мая по август) были получены данные, приведенные в табл. 15.2.

Таблица 15.2

Повторяемость синоптических ситуаций различной сложности для формулировки полусуточных (на ночь и на день) прогнозов

Степень сложности синоптической ситуации	Количество полусуточных прогнозов	Повторяемость ситуаций различной сложности, %
Легко прогнозировать	26	10,6
Трудно прогнозировать	126	51,2
Очень трудно прогнозировать	94	38,2
Итого	246	100,0

Таким образом, более чем в $1/3$ случаев, уверенность синоптика в успешности разработанного им прогноза была минимальной. Это сказалось и на их успешности. Для последней градации средняя оправдываемость прогнозов составила всего 76 %.

Если бы потребитель был бы каким-то образом информирован о степени неопределенности, с которой в такой сложной синопти-

ческой ситуации был разработан прогноз, то он стал бы более осторожно принимать решения, чем он это сделает при категорическом прогнозе.

Возможности получения такой информации представляют методы вероятностных прогнозов, на основании которых в формулировке прогноза может быть указана ожидаемая вероятность осуществления каждого значения (градации) метеорологической величины или фазы явления.

При современном состоянии развития науки некоторая неопределенность будущего состояния атмосферы не может быть полностью снята, что связано с неполнотой наших знаний законов развития атмосферных процессов, а также с ошибками и недостаточностью данных, необходимых для точного диагностирования исходного для прогноза состояния атмосферы. Кроме того, можно предполагать, что неопределенность будущего состояния атмосферы является внутренним ее свойством, что связано с независимостью развития некоторых процессов от начального состояния. Отсюда следует, что любые прогнозы, в том числе и категорические, носят вероятностный характер.

Определение вероятностей всех возможных значений (градаций) или фаз предиктанта при известных начальных условиях, описываемых предикторами, реализуют методы вероятностного прогноза. Формулировка прогноза, в которой указывается вероятность всех возможных значений (градаций) или фаз предиктанта, является вероятностной формой прогноза.

Объектом вероятностного прогноза может быть не только эмпирическая функция распределения прогнозируемого объекта, но и его статистики: математическое ожидание (чаще всего), а также моменты более высоких порядков.

В зависимости от объема и вида архивных данных в каждом конкретном случае функция распределения может быть оценена разными методами и с разной точностью.

Метод использования таблиц сопряженности (априорных условных вероятностей) по существу уже рассмотрен в начале предыдущего параграфа. Его иллюстрирует табл. 15.1. Этому методу свойствен уже отмеченный недостаток, заключающийся в невозможности использования большого числа предикторов и разбиения диапазонов изменения предикторов и предиктанта на сравнительно узкие градации. В связи с этим препятствием для «прямого» использования рассматриваемого метода при всей его простоте оказывается пока еще недостаточный объем архивных данных, так как оценки вероятностей с использованием имеющихся рядов наблюдений не могут считаться надежными.

Возможно построение вероятностного прогноза на основе исследования результатов оправдываемости категорических прогнозов каким-либо методом. Этот метод позволяет практически перейти от распространенного в настоящее время категорического

прогноза к вероятностному, если получены статистические показатели его оправдаваемости. Они могут быть представлены в виде матрицы частот (числа случаев) совмещения $n_{ij} = n(y_i, \hat{y}_j)$ прогноза j -й градации (фазы) метеорологической величины (явления) (\hat{y}_j) при фактическом осуществлении i -й градации (фазы) этой метеорологической величины (явления) (y_i), где $i, j = \overline{1, k}$ и k — число имеющихся градаций (фаз) метеорологической величины (явления). Для того чтобы перейти от категорического прогноза к вероятностной формулировке, нужно для всех $i = \overline{1, k}$ рассчитать вероятность $P(y_i/\hat{y}_j)$, равную

$$P(y_i/\hat{y}_j) = n_{ij} / \sum_{i=1}^k n_{ij}. \quad (15.44)$$

По существу эта процедура является частным случаем предыдущего метода априорных условных вероятностей, когда в качестве единственного предиктора используется категорический прогноз по какой-то методике. В принципе можно использовать категорические прогнозы по нескольким методам. В таком случае предикторов будет несколько. Однако и здесь нельзя брать большое число методов и градаций (фаз) метеорологических величин (явлений), так как в противном случае потребуются большие выборки результатов оценок оправдаваемости прогнозов.

Байесовский подход к разработке вероятностного прогноза заключается в том, что объединяя априорные (климатические) вероятности градаций (фаз) предиктанта с информацией архивной выборки, получают апостериорную (условную) вероятность градаций (фаз) предиктанта. Таким образом, вероятностный прогноз основывается на теореме Байеса и выражается формулой условных вероятностей:

$$P \frac{y_k}{X} = \frac{P(y_k) P(X/y_k)}{\sum_{i=1}^k P(y_k) P(X/y_k)}, \quad (15.45)$$

где X — вектор-предиктор; $P(y_k)$ — априорная (климатическая) вероятность градации (фазы) предиктора; $P(X/y_k)$ — условное распределение вектора-предиктора по градациям (фазам) предиктанта, называемое функцией правдоподобия и содержащее априорную и выборочную информацию.

Таким образом, можно оценить влияние выборочной информации на имеющееся климатическое распределение вероятностей градаций или фаз предиктанта. В результате применения формулы (15.45) получается прогностическое распределение вероятностей градаций или фаз предиктанта. Эта формула позволяет учиты-

вать неформализованный прогностический опыт путем включения в нее субъективных вероятностей, количественно отражающих априорную информацию о системе, полученную на основе экспертного оценивания.

Все рассмотренные выше методы разработки вероятностных прогнозов являются непараметрическими, поскольку используются не аппроксимированные какими-либо функциями эмпирические ряды метеорологических данных. Параметрические методы имеют преимущество перед непараметрическими лишь в случае правильно выбранной функции, аппроксимирующей оцениваемое распределение.

Чаще всего принимается, что искомое распределение хорошо аппроксимируется нормальным законом. Тогда задача вероятностного прогноза сводится к нахождению условного (прогностического) математического ожидания предиктанта $\hat{m}_{y/x}$ и условной (прогностической) дисперсии $\hat{\sigma}_{y/x}^2$. Тогда прогностическое значение вероятности осуществления какой-либо градации или фазы предиктанта можно рассчитать по формуле

$$P\left(\frac{y}{X}\right) = \frac{1}{\sigma_{y/x} \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{y - \hat{m}_{y/x}}{2\sigma_{y/x}^2}\right). \quad (15.46)$$

Для получения оценок $\hat{m}_{y/x}$ и $\hat{\sigma}_{y/x}^2$ возможны различные процедуры. В частности, это может быть обычная регрессия, обеспечивающая минимум среднего квадрата ошибки описания исходной выборки. Более подробно вопросы разработки параметрических методов вероятностного прогнозирования, как и некоторые другие, касающиеся деталей разработки методов вероятностных прогнозов вообще, изложены в специальной литературе¹.

15.5. Статистическая интерпретация результатов гидродинамических прогнозов в целях локального прогноза погоды

В последние десятилетия основным направлением научных исследований в области краткосрочного прогноза погоды является разработка численных (гидродинамических) схем прогноза полей метеорологических величин. Однако, несмотря на большие усилия, предпринимаемые учеными-метеорологами всего мира, численные схемы еще далеки от совершенства. Как правило, они не предусматривают прогноза локальных характеристик погоды: приземного ветра, экстремальных температур, количества и высоты ниж-

¹ См., например, Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.

ней границы облачности, особых явлений погоды и т. д. В схемах, предусматривающих предвычисление полей влажности и некоторых других характеристик в свободной атмосфере, прогноз часто не дает достаточно хороших результатов. Наиболее успешны краткосрочные прогнозы полей геопотенциала. Так, по современным схемам их относительная ошибка при прогнозе на 24—36 ч равна $\epsilon = 40 \dots 0,50$, и можно считать, что задача краткосрочного прогноза полей геопотенциала в свободной атмосфере в первом приближении решена. Однако для прогноза различных характеристик локальной погоды необходимо, чтобы $\epsilon = 0,2 \dots 0,3$.

С целью повышения качества численных прогнозов полей приземного давления и ветра были разработаны схемы, учитывающие в качестве дополнительных данных 3-часовые изменения давления, которые содержат важную информацию о тенденции развития барических образований, являющихся носителями погоды, а также схемы, основанные на нефiltroванных (полных) уравнениях динамики атмосферы в различных системах координат. Однако и в этих схемах прогноз распределения метеорологических величин в пограничном слое атмосферы, необходимых для прогноза собственно погоды, еще неудовлетворителен. Причины заключаются в недостаточно корректном учете термодинамического воздействия подстилающей поверхности на прилегающие слои воздуха, в малом пространственном разрешении разностных аппроксимаций дифференциальных уравнений численных моделей, а также в частом отсутствии данных наблюдений за ветром и в крупных ошибках, содержащихся в этих данных. Не преодолены также некоторые трудности математического характера, связанные с интегрированием полных уравнений приближенными методами. Разработки численных моделей, предусматривающих прогноз локальной погоды, сейчас только начинаются и еще не привели к существенным результатам. Поскольку ни одна из ныне действующих динамических моделей не адекватна реальной атмосфере, то вопрос статистической коррекции фоновых численных прогнозов и интерпретации их результатов в терминах локальной погоды является по существу одной из важнейших задач метеорологической прогностики. Необходимость интенсивной разработки методов прогноза локальной погоды диктуется потребностями различных отраслей народного хозяйства в надежных прогнозах погоды, которые обеспечат оптимальную стратегию действий каждого потребителя.

В последнее время в распоряжении синоптика имеются более или менее надежные прогностические карты распределения давления на уровне моря и на высотах, получаемые по равным численным схемам и зачастую заметно отличающиеся друг от друга. В связи с этим возникают два вопроса: каким картам отдавать предпочтение и как наиболее эффективно использовать прогностические карты? Очевидно, первый вопрос может быть решен только

на основе опыта прогнозирования в данном регионе. Однако ясно, что применение карт, получаемых с помощью численных схем, только для оценки ожидаемого синоптического положения, как это делается сейчас в большинстве метеоподразделений, хотя и важно, но вряд ли оправдывает большие затраты на их расчет, построение и передачу. Поэтому в последние годы существенно усилилось внимание к вопросам практического использования результатов численного прогноза полей некоторых метеорологических величин (в первую очередь геопотенциала и вертикальных движений) при прогнозе других погодных характеристик, которые не предвычисляются или результаты прогноза которых оказываются неудовлетворительными. В научных исследованиях по этой теме в настоящее время используются две концепции.

Первая из них основана на методе «совершенных прогнозов» (Perfect Prognoses Method — PP). Суть его заключается в том, что между предикторами и предиктантами, вычисляемыми по данным наблюдений (обучающая выборка), оценивается синхронная статистическая связь. При использовании на практике эта связь применяется к результатам численной модели, чтобы получить оценку предиктанта. Преимущества такого подхода заключаются в следующем: уравнения регрессии строятся на основе фактического материала за большой период времени; качество прогнозов характеристик локальной погоды повышается вместе с повышением качества используемых численных прогнозов; при внедрении в практику новой численной модели пересчета уравнений регрессии не требуется. Главным недостатком принципа PP является неучет ошибок используемой модели.

Второй метод называется «статистика результатов модели» (Model Output Statistics — MOS) и заключается в определении статистических связей предиктант — предикторы «на выходе» из численной модели. Здесь прогностическая способность модели учитывается оптимальным образом, в результате чего при повышении достоверности численных прогнозов повышается и качество их статистической интерпретации. Однако использование этой концепции связано с преодолением двух основных трудностей: любые перестройки численной модели приводят к снижению эффективности прогнозов с помощью построенных ранее уравнений регрессии; для пересчета уравнений требуется накопление достаточно представительных выборок продукции новой численной модели. Таким образом, методы PP и MOS хотя и идентичны по используемому статистическому аппарату, но принципиально различаются способами формирования обучающих выборок. Однако, как показала апробация названных концепций на практике, система MOS дает заметно лучшие результаты.

Наиболее широко исследования по использованию результатов численных схем для прогноза приземной погоды поставлены в США, Швеции, Японии, Германии, Норвегии, Франции, Польше

и СССР. В некоторых странах они вышли из стадии эксперимента. Например, в США в настоящее время действует наиболее развитая система статистической интерпретации численных прогнозов, на основе концепции MOS. Созданы и используются в оперативной практике методы прогноза приземных температур, ветра, влажности, общей облачности и высоты ее нижней границы, вероятности выпадения осадков и их количества, некоторых опасных явлений погоды, видимости и других элементов погоды. Предикторы оцениваются по численной схеме, основанной на полных уравнениях. Методика прогнозирования постоянно совершенствуется за счет внедрения более эффективных численных схем и увеличения объема архивных выборок, что приводит к повышению устойчивости уравнений регрессии. Прогностические уравнения регрессии для ряда величин (температуры, ветра, количества облаков и др.) строятся для 254 станций по срокам прогноза и каждому сезону. Для прогноза редких явлений (осадков, гроз, шквалов, тропических циклонов и др.) строятся обобщенные уравнения регрессии по отдельным регионам. Результаты локальных прогнозов, разрабатываемых на ЭВМ по этой схеме, передаются по фототелеграфу и используются во всех местных бюро погоды.

В СССР пока нет системы централизованной разработки подобных локальных прогнозов, и синоптики могут располагать только факсимильными прогностическими картами геопотенциала и вертикальных токов на 24—36 ч, а также прогностическими картами приземного давления. Эти карты чаще всего используются для оценки ожидаемой синоптической ситуации и адвективных изменений значений метеорологических величин на высотах и у подстилающей поверхности. Кроме того, их использование предусматривается при прогнозе количества обложных и ливневых осадков и продолжительности последних, уровня максимального ветра и других характеристик состояния атмосферы. В Гидрометцентре СССР разработаны в соответствии с принципами MOS и используются в оперативной работе методики прогноза экстремальных температур по Москве и Московской области на срок 24—72 ч. Анализ перечня предикторов, рассматривавшихся при этом, показывает, что в нем в значительной степени используется опыт синоптика. Последнее обстоятельство является весьма важным. Действительно, достаточно вспомнить, что использование некоторых традиционно синоптических видов информации в численных моделях привело к заметному повышению качества прогнозов полей давления у подстилающей поверхности и на нижних тропосферных уровнях. Примером является используемая в СССР численная синоптико-гидродинамическая схема прогноза приземного давления. В некоторых прогностических подразделениях управлений по гидрометеорологии также делаются попытки использовать результаты численных прогнозов в статистических схемах прогноза некоторых характеристик локальной погоды.

15.6. Комплексация метеорологических прогнозов

В оперативной практике для прогноза одной и той же метеорологической величины и явления синоптик нередко располагает рядом частных методов, близких по эффективности, но различающихся составом предикторов, структурой и значениями параметров, способами представления прогностических связей, что приводит к несовпадению формулировок прогнозов, параллельно составленных этими методами. В таких ситуациях синоптик использует обычно лучший, с его точки зрения, метод. Однако несовпадение формулировок параллельных прогнозов свидетельствует о возможности получения с их помощью взаимно неперекрывающейся информации о прогнозируемой величине путем оптимального использования результатов прогнозов. Один из путей оптимального использования такой информации связан с комплексацией прогнозов.

Под *комплексацией* прогнозов понимается разработка статистически обоснованных рекомендаций по оптимальному совместному использованию частных методов прогноза одной и той же характеристики состояния атмосферы с целью выбора окончательной формулировки прогноза.

Пусть прогнозы каждым из k методов имеют категорические формулировки (предсказывается осуществление одной из m возможных градаций предиктанта) и имеется выборка из N прогнозов, составленных k частными методами. Требуется путем статистической обработки этого материала дать рекомендации по составлению окончательной вероятностной формулировки прогноза любого сочетания формулировок частных прогнозов.

Если формулировки параллельных частных прогнозов рассматривать как реализации значений предикторов, а комплексные формулировки — как реализации градаций предиктанта, то выработку рекомендаций по комплексации прогнозов можно рассматривать как частную задачу проблемы разработки статистических методов прогноза погоды. В таком случае для определения вектора-предиктора можно использовать любые процедуры отбора наиболее информативных предикторов.

Впервые задача комплексации количественных многофазовых прогнозов была рассмотрена Н. А. Багровым, пришедшим к выводу о нецелесообразности такой комплексации при существующих объемах архивов, так как создание выборок необходимого объема является практически неразрешимой задачей. Поэтому Н. А. Багров рекомендовал совместное использование вторичных признаков, используемых в частных методах прогноза.

Ю. Н. Волконский показал, что в случае альтернативных прогнозов могут быть получены статистически обоснованные рекомендации по комплексации как прогностических признаков, так и формулировок прогнозов с привлечением сравнительно небольших по объему выборок.

В зависимости от назначения прогнозов можно выделить три варианта комплексации.

1. Прогнозы разрабатываются для потребителя, решающего конкретную задачу с известной матрицей затрат. Эффективность комплексации \hat{f} оценивается на независимом материале по минимуму средних затрат потребителя:

$$\hat{f} = \frac{1}{N} \left(n_{лт} + n_{пр} \frac{P^*}{1 - P^*} \right), \quad (15.47)$$

где $n_{лт}$ — количество ошибок «ложной тревоги»; $n_{пр}$ — количество ошибок «пропуска» опасного явления погоды; P^* — пороговая вероятность осуществления данного явления погоды, устанавливаемая методом экспертных оценок.

2. Прогнозы предназначены для решения потребителем ряда задач с близкими значениями P^* , но прогнозисту заранее неизвестно, какая задача будет выполняться.

Пусть для большинства задач потребителя цены ошибок пропуска опасного явления значительно выше цен ошибок ложной тревоги, а P^* находится на интервале $[0, \beta]$. В этих случаях для определения оптимального алгоритма комплексации необходимо провести испытание комплексов, сконструированных по P^* , и найти комплекс, обеспечивающий максимальную среднюю для $0 < P^* < \beta$ эффективность комплексации.

3. Прогнозы используются потребителем для решения широкого круга задач с неизвестным прогнозисту P^* . В этой ситуации предполагается, что P^* равномерно распределено на интервале $[0, 1]$, а для сравнения эффективности различных вариантов комплексации используется критерий

$$\mu = \sum_{i=1}^k [(1 - P_i) n_{1i} + P_i n_{2i}], \quad (15.48)$$

где n_{1i} — число случаев осуществления явления погоды в исходной выборке при формулировке прогноза P_i ; n_{2i} — число случаев отсутствия явления при формулировке прогноза P_i , характеризующее повторяемость задач, для которых потребитель принял ошибочное решение на основании прогноза.

В зависимости от структуры алгоритма комплексации подразделяются на параллельную и последовательную комплексации.

Если прогнозы методами-предикторами разрабатываются одновременно, то используется алгоритм *параллельной комплексации*, конструирующий оптимальный комплекс, имеющий постоянный состав методов, не зависящий от формулировок частных прогнозов.

Алгоритм *последовательной комплексации* осуществляет формирование комплексов методов последовательными итерациями с учетом формулировок прогнозов, полученных на предыдущем шаге.

В зависимости от уровней комплексации прогностических при-

знаков выделено три варианта: комплексация первичных признаков (характеристик исходного состояния атмосферы, используемых при разработке прогнозов частными методами); комплексация вторичных признаков комплексных характеристик атмосферы; комплексация формулировок прогнозов.

Рассмотрим, следуя Ю. Н. Волконскому, основные вопросы и алгоритмы параллельной и последовательной комплексации. При определении предварительного перечня прогностических методов-предикторов определяющими являются требования его полноты и значимости. Требование полноты заставляет включать в предварительный перечень как можно больше методов, но приводит к уменьшению статистической значимости выборочных оценок связи предиктант — предиктор и надежности получаемых рекомендаций. Поэтому даже для альтернативных прогнозов требование высокой статистической значимости может быть выполнено лишь при условии $k \ll N$.

В основу отбора методов можно положить результаты сравнения прогностической эффективности различных сочетаний частных методов. Однако сравнение всех возможных комбинаций частных методов приводит к нарушению требования статистической значимости выборочных оценок связи, поэтому рассматривают лишь часть сочетаний, определяемую с помощью процедур отбора наиболее информативных предикторов. При выборе процедуры исходят из минимизации числа операций S_h^q , необходимых для конструирования вектора-предиктора из q методов ($q = 1, 2, \dots, k$).

Для анализа статистической значимости выборочных оценок связей используют процедуры, основанные на проверке «нулевой гипотезы» H_0 , согласно которой связь между комплексом методов и осуществившимися фазами предиктанта исчезает при переходе к независимой выборке большего объема. Если гипотеза H_0 отвергается, рассматриваемый вектор-предиктор может быть использован для прогноза.

При проверке гипотезы H_0 возможны два подхода.

1. Пусть матрица сопряженности предиктанта и предиктора, построенная по архивным данным, имеет вид табл. 15.3, а мат-

Таблица 15.3

Матрица сопряженности предиктанта и предиктора

Φ_2	Φ_1		
	1	2	Σ
1	n_{11}	n_{12}	n_{10}
2	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Σ	n_{01}	n_{02}	N

рица сопряженности для тестовых случайных прогнозов, которая строится в соответствии с гипотезой Γ_0 , — вид табл. 15.4, где φ_1 — фазы предиктора, φ_2 — фазы предиктанта. Различия между этими матрицами можно оценить с помощью критерия χ^2 . Гипотеза Γ_0 отвергается, если велика вероятность того, что найденное значение χ^2 не превышает своего порогового значения при данном числе степеней свободы и доверительной вероятности.

Таблица 15.4

Матрица сопряженности для случайных прогнозов

φ_2	φ_1		
	1	2	Σ
1	$\frac{n_{10}}{N} n_{01}$	$\frac{n_{10}}{N} n_{02}$	n_{10}
2	$\frac{n_{20}}{N} n_{01}$	$\frac{n_{20}}{N} n_{02}$	n_{20}
3	n_{01}	n_{02}	

2. Проверка гипотезы Γ_0 осуществляется путем моделирования соответствующих матриц сопряженности методом Монте-Карло. Для этого датчик случайных чисел на ЭВМ генерирует последовательность ξ ($i=1, 2, \dots, n$) случайных чисел, равномерно распределенных на интервале $[0, 1]$. Процедура разыгрывания ξ строится следующим образом. Поскольку вероятность осуществления первой фазы предиктора при отсутствии статистической связи равна n_{01}/N , а вероятность второй фазы — n_{02}/N , то утверждается, что в случае $\xi < n_{01}/N$ осуществляется первая фаза предиктора, а при $(n_{01} + n_{02})/N > \xi \geq n_{01}/N$ — вторая фаза. Разыгрывание элементов первой строки матрицы строится так, чтобы удовлетворялось требование: $n_{11} \leq n_{01}$, $n_{12} \leq n_{02}$. Вторая строка матрицы находится по дополнениям до значений n_{01} и n_{02} .

Реализации процедур статистического прогноза должно предшествовать определение критерия отбора (α) наиболее информативных носителей памяти, соответствующего специфике решаемой задачи. Выбор критерия α зависит в первую очередь от назначения прогнозов.

Для прогнозов общего пользования в качестве критериев отбора могут быть использованы:

- количество прогностической информации

$$I = H_0 - \bar{H}, \quad (15.49)$$

где H_0 — безусловная энтропия, характеризующая неопределенность вероятностной системы (например, 1 — «гроза» (\bar{K}), 0 —

«без грозы» (\bar{K}) до получения прогностической информации;

\bar{H} — средняя статистическая энтропия для всех прогнозов, включенных в выборку. Для не случайных прогнозов $H_0 \geq I > 0$ и, чем теснее связь, тем ближе величина $\alpha = I/H_0$ к единице; для случайных прогнозов $\bar{H} = H_0, I = 0$;

— коэффициент сопряженности Пирсона, коэффициенты Крамера, Чупрова и др.

В случае специализированных прогнозов в качестве критерия отбора методов применяют вероятные затраты потребителя при оптимальном использовании результатов прогнозов.

Рассмотрим параллельную комплексацию. Пусть результаты анализа оправдываемости прогнозов, составлявшихся k методами на материале N случаев, объединены в общую матрицу сопряженности, а для отбора комплекса методов применяется оценка регрессии методом просеивания. Вначале на основании общей матрицы сопряженности строятся k частные матрицы, рассчитываются значения I и выбирается метод, соответствующий I_{\max} . Затем проверяется гипотеза Γ_0 , предполагающая отсутствие действительной связи между результатами прогноза и осуществившимися фазами предиктанта. С этой целью строится частная матрица сопряженности для случайного прогноза и по ней рассчитывается величина I . Такая процедура повторяется многократно (например, 50—100 раз.) Затем находится повторяемость оценок I , не превышающих I для лучшего метода. Если эта повторяемость больше пороговой вероятности, гипотеза Γ_0 отвергается и отбор методов продолжается, иначе считается, что ни один из методов предварительного перечня не имеет прогностической ценности.

При отборе двумерного комплекса методов строятся матрицы сопряженности для сочетания лучшего и всех остальных методов и выявляется метод, обеспечивающий вместе с первым оценку I_{\max} . Статистическая значимость результатов отбора вновь проверяется с помощью гипотезы Γ_0 : включение в комплекс второго метода в действительности не приводит к увеличению его информативности. С этой целью сначала, разыгрывая случайные числа, заполняют две первые клетки матрицы сопряженности для случайных прогнозов. Всего при этом рассматривают $n_{11}^{(2)}$ чисел. Разыгрывание производится в соответствии с величиной n_{01}/N , определенной по частной матрице сопряженности для второго метода, включенного в комплекс. По этому же принципу заполняют оставшиеся клетки первой и второй строк указанной матрицы и оценивают I . Процедура вновь повторяется многократно. Полученные значения I ранжируются и сравниваются с I для лучшей пары методов. Если гипотеза Γ_0 отвергается, переходят к рассмотрению трехмерных комплексов методов, в противном случае вектор-пре-

диктор содержит лишь метод несущий I_{\max} . Аналогичные процедуры выполняются на каждом шаге отбора.

Последовательная комплексация так же, как и параллельная, начинается с отбора наиболее информативного метода. Далее процесс разветвляется: два вторых метода (это может быть и один метод) отбираются в зависимости от формулировки прогноза, полученного лучшим методом. Теперь для каждого испытуемого метода составляют две частные матрицы сопряженности: в одной из них фазы предиктора (комбинации методов) должны быть, например, «гроза» — «гроза» (т. е. 1, 1) и «без грозы» — «без грозы» (0, 0), а в другой — «без грозы» — «без грозы» (0, 0) и «гроза» и «без грозы» (1, 0). В каждом случае по формуле (15.49) оценивают значение I и отбирают два метода, которые в комплексе с лучшим методом (при соответствующих его формулировках) дают I_{\max} . Для оценки статистической значимости отбора проверяется гипотеза H_0 , которая формулируется так же, как и в алгоритме параллельной комплексации. В зависимости от результата оценки отбор методов продолжается или прекращается. Трехмерные комплексы конструируются уже в зависимости от формулировок двух ранее отобранных методов и т. д.

На выходе алгоритмов параллельной и последовательной комплексаций потребителю выдаются рекомендации в виде графа комплексов.

В настоящее время разработаны некоторые другие способы и алгоритмы комплексации методов альтернативных прогнозов, основанные на оптимальном удовлетворении различным критериям успешности прогнозов. С ними можно познакомиться по специальной литературе, посвященной этому вопросу.

ПРОГНОЗ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

- Глава 16. Прогноз возникновения, эволюции и перемещения внетропических циклонов и антициклонов
- Глава 17. Прогноз перемещения и эволюции атмосферных фронтов
- Глава 18. Прогноз перемещения и эволюции струйных течений

ГЛАВА 16. ПРОГНОЗ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИИ И ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ И АНТИЦИКЛОНОВ

16.1. Гидродинамический прогноз поля давления как фоновый прогноз синоптического положения

Под *синоптическим положением* понимается совокупность синоптических объектов, распределенная в пространстве. Наиболее наглядно, хотя и не в полной мере, синоптическое положение может быть охарактеризовано особенностями структуры барического поля у поверхности Земли и в свободной атмосфере. Его прогноз современными гидродинамическими методами, основанными на полных уравнениях гидротермодинамики, может считаться вполне удовлетворительным по крайней мере на ближайшие двое суток (табл. 16.1), так как относительная ошибка прогноза приземного давления к концу вторых суток еще в 1983 г. была близка к 0,6, тогда как приемлемым для синоптической интерпретации, по существующим оценкам, является гидродинамический прогноз с относительной ошибкой ϵ , равной 0,6—0,7. Коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими значениями геопотенциала на всех тропосферных уровнях, включая изобарическую по-

верхность 1000 гПа, к концу вторых суток превышает 90 % (рис. 16.1).

Вместе с тем критическое отношение синоптиков к полезности гидродинамических прогнозов поля давления имеет некоторые основания. Довольно велики ошибки в оценках ожидаемых скоро-

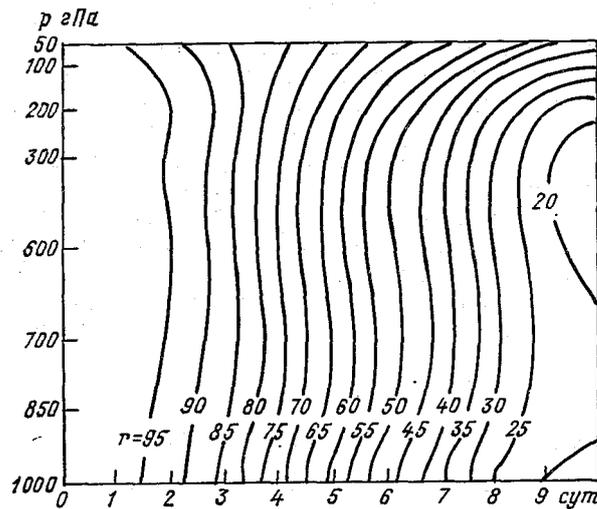


Рис. 16.1. Пространственно-временной разрез поля коэффициентов корреляции между фактическими и прогностическими значениями геопотенциала различных изобарических поверхностей над Европой за декабрь 1980 г. — февраль 1981 г. по гидродинамической прогностической схеме Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

сти и направления перемещения барических образований, а также их эволюции, возникновения и исчезновения. С тем чтобы пред-

Таблица 16.1

Средняя по зоне 30—90° с. ш. относительная ошибка прогноза приземного давления по некоторым гидродинамическим полушарным моделям (данные 1983 г.)

Организация — автор модели	Сутки						
	1	2	3	4	5	6	7
Европейский центр среднесрочных прогнозов	0,40	0,61	0,75	0,67	0,74	0,77	0,78
Национальный метеорологический центр США	0,51	0,69	0,78	0,72	0,77	0,88	0,86
Японское метеорологическое агентство	0,44	0,57	0,71	0,69	0,74	0,74	0,75

ставить себе примерное значение этих ошибок, рассмотрим некоторые данные, полученные в Гидрометцентре СССР в 1979 г. для теплого периода по территории европейской части СССР. В табл. 16.2 приведены ошибки прогноза в длине 24-часовых траекторий центров барических образований и в направлении по работавшим в то время прогностическим гидродинамическим схемам. В этой и последующих двух таблицах в столбце «схема» подразумеваются следующие прогностические данные: СИН-прогностические на 24 ч карты приземного синоптического положения (барическое поле и приземные линии атмосферных фронтов), составленные в оперативном порядке в Гидрометцентре СССР; М+Б — гидродинамические прогнозы, рассчитанные на высотах по квазигеострофической модели С. Л. Белоусова, а у Земли — по синоптико-гидродинамической схеме А. И. Мерцалова (Гидрометцентр СССР); Р — гидродинамические прогнозы, рассчитанные по модели с полными уравнениями (Гидрометцентр СССР), НМЦ — гидродинамические прогнозы по полусферной модели с полными уравнениями, применяемой в Национальном метеорологическом центре США.

Таблица 16.2

Оправдываемость (%) прогнозов перемещения барических образований на 24 ч

Уровень	Схема	Ошибка скорости перемещения, км/24 ч			$\overline{\Delta S}$ км/24 ч	$\overline{S}_ф$ км/24 ч	Ошибка направления перемещения, ... °				$\overline{\Delta \varphi}^\circ$	$\Delta \varphi_{\max}^\circ$	
		<300	300-600	>600			≤15	16-30	31-45	>45			
Земля	СИН	78	20	2	202	578	41	27	11	21	30	172	вл
	М+Б	84	14	2	188	578	46	23	11	20	35	147	вл
	Р	76	21	3	217	578	37	27	15	21	35	194	вл
	НМЦ	82	17	1	183	522	34	37	8	26	34	180	
500 гПа	М+Б	84	12	4	24	193	24	20	13	43	49	178	
	Р	80	16	4	28	194	28	22	17	33	43	180	
	НМЦ	87	12	1	40	159	40	28	12	20	28	159	

Примечание. $\overline{S}_ф$ — средняя скорость фактического перемещения; $\overline{\Delta S}$ — средняя ошибка прогноза; $\overline{\Delta \varphi}$, $\Delta \varphi_{\max}$ — ошибки прогноза направления (средняя и максимальная); „вл“ — отклонение прогностических траекторий от фактических влево.

Данные табл. 16.2 показывают, что полученная численными методами скорость перемещения центров барических образований несколько занижается. Более детальный анализ показывает, что это занижение для циклонов больше, чем у антициклонов. Но в целом грубые ошибки, соизмеримые с длиной самой траектории, встречаются сравнительно редко. Направление перемеще-

ния примерно в $1/3$ случаев прогнозируется с ошибкой, превышающей 30° , что при средней длине траектории около 600 км дает линейную ошибку в положении центра барического образования 250—300 км. Как правило, прогностические траектории движения барических центров лежат левее фактических. В целом, для циклонов прогноз длины траектории и направления перемещения оправдывается несколько хуже, чем для антициклонов.

Результаты оценок эволюции барических образований приведены в табл. 16.3. Они показывают, что давление в центрах бари-

Таблица 16.3

Оправдываемость (%) прогнозов эволюции барических образований на 24 ч

Уровень	Схема	$\bar{\varepsilon}$	Повторяемость относительной ошибки по градациям						$\delta_{\text{ф}}$	$\delta_{\text{ин}}$	δ
			$\leq 0,50$	0,51— 0,70	0,71— 0,80	0,81— 0,90	0,91— 1,00	$> 1,00$			
Земля	СИН	0,70	23	17	12	12	20	16	4,60	3,6	3,2
	М+Б	0,80	5	38	9	8	11	29	4,60	2,8	3,6
	Р	0,83	9	25	7	15	21	23	4,60	2,7	3,8
	НМЦ	0,74	30	18	6	3	17	26	3,66	3,8	2,7
500 гПа	М+Б	1,02	15	4	—	—	16	65	3,41	3,6	3,5
	Р	1,25	19	4	—	—	8	69	3,41	4,1	4,2
	НМЦ	1,01	12	19	5	5	9	59	3,14	2,9	3,2

Примечание. ε — средняя относительная ошибка.

ческих образований, т. е. экстремумы давления, предсказываются значительно хуже, чем в среднем по всему полю. Так, для схемы М+Б средняя относительная ошибка давления на уровне Земли равна 0,68, для схемы Р равна 0,70 и для схемы НМЦ составляет 0,62, что существенно лучше, чем для центров барических образований. Таким образом, гидродинамические прогнозы сглаживают барическое поле и, следовательно, уменьшают значения барического градиента на некоторых участках поля. Средняя ошибка инерционного прогноза ($\delta_{\text{ин}}$) давления в центрах барических образований по большей части меньше, чем полученная по результатам численных методов (δ). Если рассматривать более детально оценки успешности прогнозов, то можно заметить, что интенсивность барических образований у поверхности Земли систематически занижается, т. е. рассчитанное по прогнозу давление в центрах барических образований имеет тенденцию к завышению в циклонах и занижению в антициклонах. На уровне изобарической поверхности 500 гПа такого резко выраженного занижения интенсивности барических образований не происходит, но прогноз геопотенциала в центрах барических образований содержит значи-

тельные ошибки за счет несовпадения знака фактической и прогностической эволюции барического поля.

Практика численного прогнозирования показывает, что существенная эволюция барического поля, приводящая к его значительной перестройке, иногда предсказывается позже, чем эта перестройка происходит фактически. Ее можно заметить на следующей (спустя 12 ч) прогностической карте. Поэтому синоптику можно рекомендовать при составлении прогноза синоптического положения учитывать результаты гидродинамического прогноза поля давления с большим упреждением. Поскольку с возникновением и исчезновением циклонов и антициклонов связаны резкие изменения погодных условий, то оценка успешности гидродинамических прогнозов барических образований имеет большое практическое значение. Результаты проверки оправдываемости прогнозов этого вида информации приведены в табл. 16.4.

Таблица 16.4

Оправдываемость (%) прогноза изменения структуры поля барических образований на 24 ч

Уровень	Схема	Число барических образований в исходный срок	Эволюция барического центра			
			исчезновение	возникновение	сглаживание	ложные центры
Земля	СИН	334	73	72	18	2
	М+Б	334	78	58	27	2
	Р	334	84	42	30	1
	ИМЦ	176	57	51	67	2
850 гПа	М+Б	302	83	17	31	—
	Р	302	96	18	34	—
	ИМЦ	167	83	57	73	—

Оправдываемость прогнозов исчезновения барических центров гидродинамическими схемами довольно высока и по схемам Гидрометцентра СССР была даже несколько выше, чем синоптическим методом. Но прогноз возникновения новых барических образований численными методами значительно уступает по своей успешности синоптическим прогнозам. Это связано с тем, что бароклинные фронтальные зоны, для которых характерны большие горизонтальные градиенты геопотенциала, в силу уже упомянутого эффекта сглаживания барического поля, в гидродинамическом прогнозе выражены значительно хуже, чем в реальности. За счет сглаживания барического поля рассмотренные гидродинамические схемы практически не генерируют ложных центров. В среднем возникновение циклонов по численным схемам прогнозируется лучше, чем антициклонов. Довольно часто, по схемам Гидрометцентра СССР примерно в $1/3$ случаев, а в схеме ИМЦ — в $2/3$ слу-

чаев, происходит сглаживание центров, т. е. они представляются на прогностических картах в виде ложбин и гребней.

Следует указать еще на особенности пространственного распределения ошибок, связанных с характером подстилающей поверхности. На эти особенности указывает рис. 16.2. Хорошо заметно, что области наибольших ошибок находятся вблизи границ материков и океанов или морей, т. е. в зонах устойчивой бароклинности атмосферы, а также в районах с сильной орографической неоднородностью.

Приступая к прогнозу синоптического положения, синоптик испытывает определенные сомнения в правильности гидродинамического прогноза. В тех случаях, когда прогноз барического поля не согласуется с последней метеорологической информацией, сомнения становятся еще более значительными, что отрицательно сказывается на оперативности и качестве работы синоптика. В связи с этим возникает необходимость предвычисления не только барического поля, но и вероятной ошибки его прогноза. Получение синоптиком информации о возможном качестве прогноза барического поля будет способствовать более рациональному использованию прогностических карт приземного давления и геопотенциала в целях прогноза синоптического положения. О том, что такая возможность существует, указывает наличие связи ошибок прогноза между смежными по времени гидродинамическими прогнозами приземного давления.

На рис. 16.3 приведены значения коэффициентов корреляции средних по площади абсолютной и относительной ошибок 24-часовых прогнозов AT_{1000} по региональной гидродинамической схеме Белорусского республиканского управления по гидрометеорологии (малопараметрическая квазигеострофическая модель ГГО) при временных интервалах между прогнозами от 12 до 48 ч. Видно, что значения коэффициентов корреляции между ошибками прогнозов на 24 ч имеют существенную связь для прогнозов, рассчитанных по данным, отстоящим друг от друга на 12 ч. В то же время ошибки прогнозов по исходным данным, отстоящим друг от друга на 24 ч, очень слабо коррелируют друг с другом. Форма кривых на рис. 16.3 близка к экспоненте. Это указывает на возможность получения прогностических формул, основанных на статистической экстраполяции ошибок по их исходному значению, по крайней мере на 12 ч. Таким образом, синоптик во время ночного дежурства, получив данные ошибок суточного численного прогноза на ночь, имеет возможность выяснить, в какой мере прогноз барического поля с заблаговременностью 24 ч нуждается в уточнениях на текущий день.

Еще более информативными являются сведения о зависимости ошибок той или иной гидродинамической схемы краткосрочного прогноза поля давления от исходного синоптического положения (исходного для прогноза поля давления).

Наличие связи между структурой исходного прогноза барического поля и качеством его краткосрочного гидродинамического

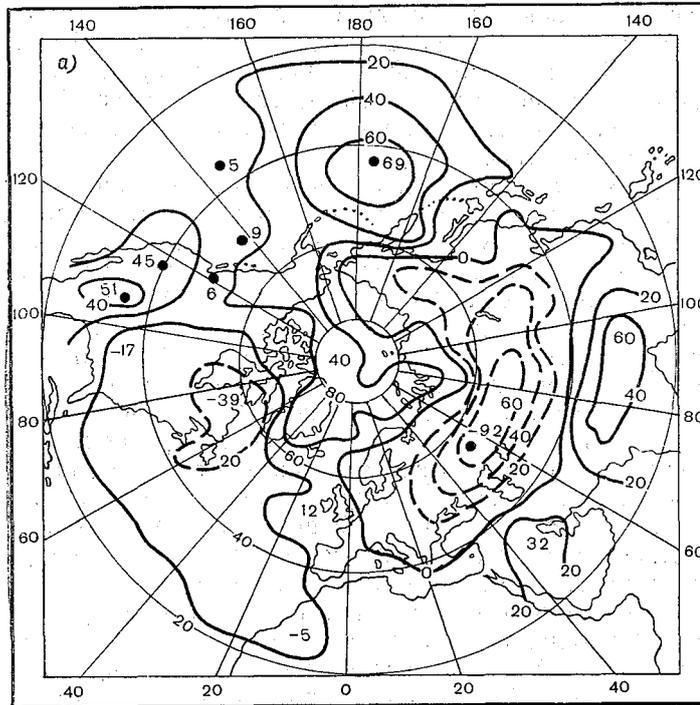
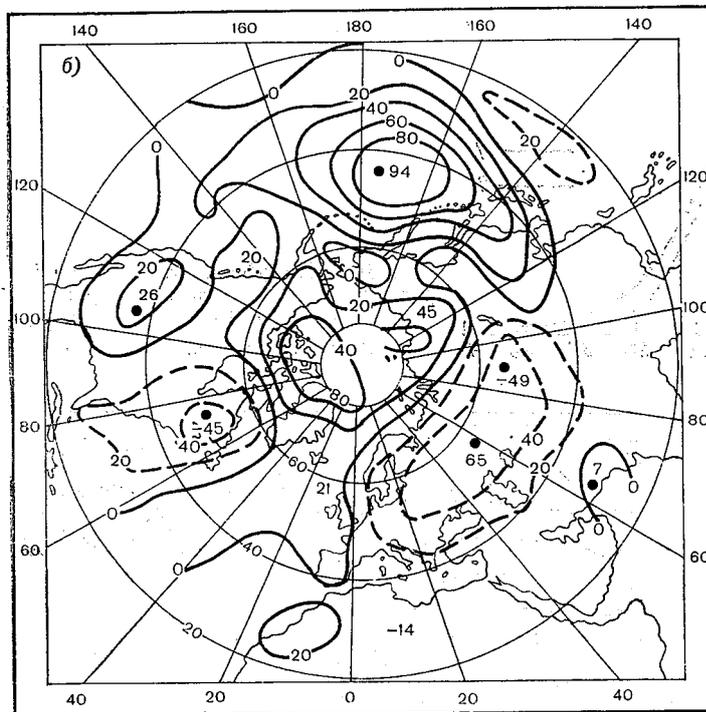


Рис. 16.2. Распределение средних ошибок прогноза геопотенциала (гп. м) на 72 ч среднесрочных

a — прогноз AT_{1000} .

прогноза можно проиллюстрировать на примере результатов исследований, выполненных совместно сотрудниками Белорусского территориального управления по гидрометеорологии и Ленинградского гидрометеорологического института. Исследовались ошибки суточных прогнозов AT_{1000} и AT_{500} по уже упомянутой региональной модели при шести типах исходного синоптического положения. Тип синоптического положения определялся по конфигурации изогипс на карте AT_{500} . Был выделен один тип синоптического положения с зональным направлением изогипс (западный перенос), четыре типа — с нарушением зональности, но с разным по отношению к центральной части региона (Белоруссии) положением высотных ложбин и гребней (меридиональные синоптические положения) и один тип синоптического положения, при котором над центральной частью региона было малоградиентное поле.

Не останавливаясь на деталях этого исследования, на основании табл. 16.5 рассмотрим его основные результаты. Если исход-



за период 1 января—31 марта 1979 г., рассчитанных в Европейском центре прогнозов погоды.

б — прогноз AT_{500} .

ное синоптическое положение представляет собой барическое поле с зональным характером изогипс на карте AT_{500} , то прогноз с точки зрения возможностей его синоптической интерпретации в основном будет удовлетворительным, и его результат можно использовать как фоновый прогноз синоптического положения. Наименее благоприятным является исходное барическое поле, относящееся к меридиональному типу с высотной ложбиной, ориентированной с Кольского полуострова на центральную часть акватории Черного моря, с замкнутой циклонической циркуляцией в ее северной части, влияющей на погодные условия Белоруссии (рис. 16.4). В этих случаях прогноз барического поля не следует использовать в качестве основы прогноза синоптического положения на следующие сутки. При всех прочих исходных барических полях существует неопределенность в смысле доверия к результа-

там прогноза и требуется привлечение дополнительной информации.

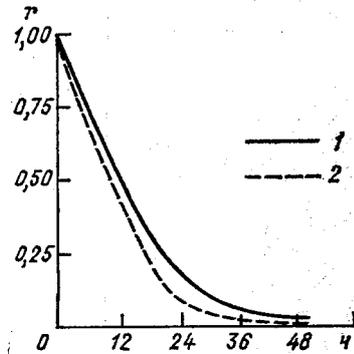


Рис. 16.3. Коэффициенты временной автокорреляции оценок численных прогнозов AT_{1000} на 24 ч (по И. Н. Русину).

1 — абсолютная ошибка, 2 — относительная ошибка.

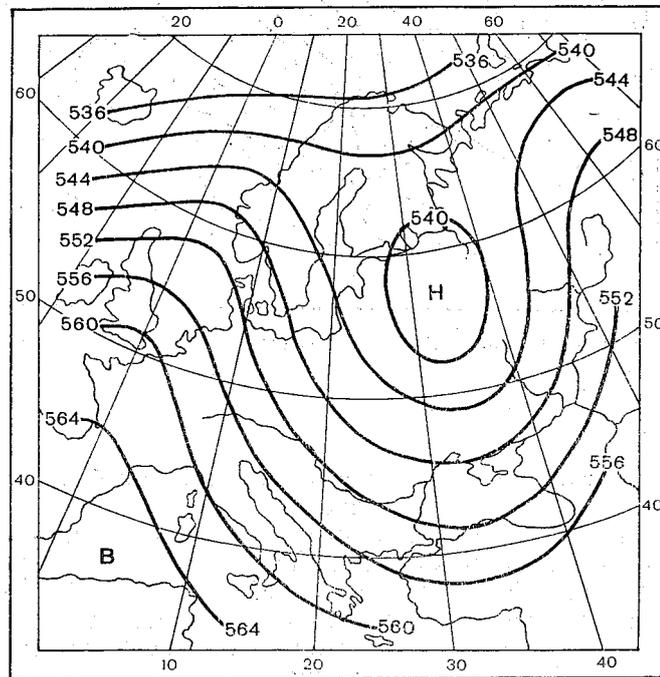


Рис. 16.4. Тип исходного синоптического положения, при котором отмечаются наибольшие относительные ошибки прогноза AT_{1000} на 24 ч.

Таким образом, прогностические карты приземного давления и геопотенциала, построенные гидродинамическими методами, могут использоваться для прогноза синоптического положения только

Таблица 16.5

Успешность прогноза AT_{1000} на 24 ч с учетом типа исходного синоптического положения. По Е. А. Тутушкиной и И. Н. Русину

Тип синоптического положения	Количество прогнозов		Сумма
	удовлетворительных ($\varepsilon \leq 0,65$)	неудовлетворительных ($\varepsilon > 0,65$)	
Зональное	79	35	114
Меридиональное с замкнутой циклонической циркуляцией	32	69	101
Остальные меридиональные и малоградиентное поле	190	208	398
Сумма	301	312	613

как фоновые, нуждающиеся, как правило, в корректировке. Основное направление корректировки должно основываться на знании синоптиком возможностей той или иной гидродинамической прогностической схемы, поскольку, как было показано выше, одни лучше прогнозируют новообразования, другие — перемещение синоптических объектов, третьи — их эволюцию и т. д. Кроме того, нужно учитывать имеющиеся, а лучше, полученные для данного региона, сведения о зависимости ошибок прогноза и их конкретных проявлений от исходного синоптического положения.

16.2. Прогноз возникновения циклонов и антициклонов

Прогноз возникновения циклонов и антициклонов представляет собой один из важнейших этапов прогнозирования синоптического положения. Это определяется тем, что с успешным его преодолением связан конечный результат — прогноз погоды. При возникновении циклона и антициклона атмосферная циркуляция переходит в новое качественное состояние, что приводит к резкому изменению погодных условий на больших территориях.

Сложность прогноза возникновения барических образований связана с отсутствием надежных, практически определяемых критериев цикло- и антициклонеза. Поэтому при прогнозе приходится ограничиваться выделением районов, где цикло- и антициклонез наиболее вероятен, т. е. где имеет место сочетание нескольких факторов, благоприятных для возникновения замкнутых циркуляционных ячеек (см. пп. 13.4 и 13.8).

При анализе термобарического поля в целях прогноза образования фронтального циклона особое внимание следует уделять участкам высотной фронтальной зоны, где структура термобарического поля обеспечивает значительное локальное увеличение во времени положительного вихря скорости. В соответствии с уравнением (13.14), возникновение циклона из волны на фронте наи-

более вероятно в районе, где наблюдается адвекция положительного вихря скорости (положительного лапласиана геопотенциала); хорошо выраженная бароклинность тропосферы, находящая свое выражение в наличии интенсивного струйного течения и больших горизонтальных контрастах температуры в пределах почти всей тропосферы; интенсивные восходящие движения на теплом участке фронта и активная адвекция холода за холодным участком фронта. Связь этих особенностей структуры термобарического поля с процессами циклогенеза, а также некоторые количественные критерии приведены в п. 13.4. Схема термобарического поля средней тропосферы, удовлетворяющего большей части сформулированных выше условий, благоприятных для циклогенеза, показана на рис. 13.9. Рисунок 13.10 эмпирически подтверждает сделанный вывод. Кроме того следует принимать во внимание следующие обстоятельства:

— указанный в предыдущем параграфе факт некоторого запаздывания в оценке ожидаемой эволюции барического поля по гидродинамическим схемам, в результате чего возникновение циклона может произойти раньше, чем это предусматривает численный прогноз;

— возникновению циклона из волнового возмущения способствуют наличие в его области на приземной карте погоды малоградиентного барического поля с отрицательными барическими тенденциями, охватывающими центральную часть этого возмущения;

— признаком возникновения циклона у точки окклюзии является смещение связанной с циклоном области локального падения давления в район с небольшими барическими градиентами у поверхности Земли;

— условием возникновения циклона является превышение адвекции холода в тылу волнового возмущения над адвекцией тепла в его передней части, что приводит к формированию там более рельефного гребня тепла.

Во многих случаях помогают предсказанию места и времени образования циклона спутниковые фотографии облачных полей. Основным признаком активного циклогенеза является появление перистых облаков в виде выбросов по потоку от основного облачного массива. Можно выделить пять облачных структур, которые являются предвестниками образования большинства циклонов умеренных широт:

- облачная шапка фронтальной волны,
- шапка-щит перистой облачности,
- шапка-веер перистой облачности,
- массив развивающейся конвективной облачности,
- вторичный облачный вихрь.

Расширение фронтальной облачной полосы возникает на любом фронтальном возмущении (см. рис. 8.6, точка *B*), как на слабо развитом возмущении, впоследствии затухающем, так и на

активном, развивающемся циклоне. На рис. 16.5 видно, что в обоих случаях волновое возмущение сопровождается расширением фронтальной облачной полосы. Однако видны и существенные различия в структуре массива облачности. У слабо развитого возмуще-

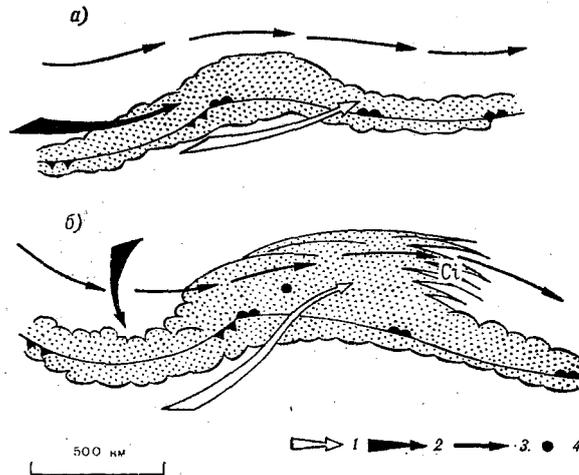


Рис. 16.5. Облачная шапка фронтальной волны слабо выраженной (а) и активной (б).

1 — траектория движения теплого воздуха, 2 — траектория движения холодного воздуха, 3 — ось струйного течения, 4 — центр области падения давления.

ния он имеет довольно резкие границы (рис. 16.5 а), тогда как перед активной волной появляются полосы перистой облачности, постепенно размывающиеся по мере удаления вдоль потока от широкой части облачного поля (рис. 16.5 б). Эти полосы называют выбросами перистых облаков. Они возникают в области адвекции теплого воздуха и формирования тропосферного гребня тепла. Часто полосы перистой облачности обращены выпуклостью в сторону холодного воздуха. Такую структуру облачного поля называют облачной *шапкой фронтальной волны*.

В тылу активной волны фронтальная облачная полоса, наоборот, сужается и прогибается в сторону теплого воздуха в связи с адвекцией холодного воздуха и формированием тропосферной ложбины холода. Такая деформация фронтальной облачной полосы у слабо развитой фронтальной волны не наблюдается.

Установлено, что в одном случае из трех облачная шапка фронтальной волны формируется за 12 ч и более до появления первой замкнутой изобары у поверхности Земли, что является одним из прогностических признаков циклогенеза.

Шапкой-щитом перистой облачности называют облачный массив, состоящий из облаков типа Cs—As—Ns размерами от не-

скольких сотен до тысячи километров. Она состоит из ряда облачных полос и имеет резкую границу, обращенную в сторону хо-

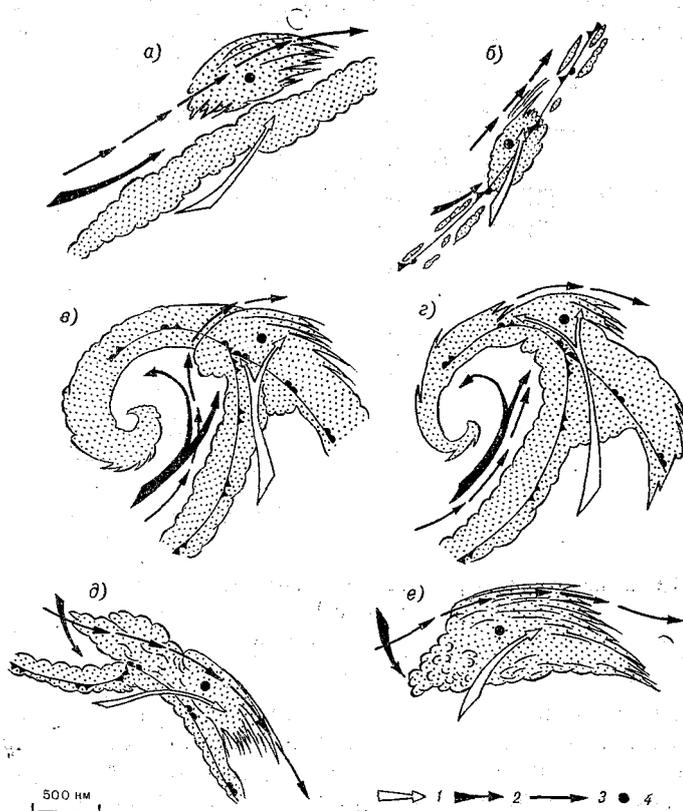


Рис. 16.6. Шапка-шит перистой облачности.

a — в зоне фронта с развитой облачной системой, *б* — в зоне фронта со слаборазвитой облачной системой, *в* и *г* — в точке окклюзии. Усл. обозначения 1—4 см. рис. 16.5.

лодного воздуха. Противоположная граница облачной шапки или размыта или примыкает к фронтальной облачной полосе. На переднем (по потоку) крае бывают видны выбросы перистых облаков. Образование облачной шапки-щита в 70 % случаев предшествует появлению замкнутой изобары у поверхности Земли, т. е. переходу возмущения в стадию молодого циклона. В остальных 30 % случаев облачная шапка возникает после оформления циклона у земной поверхности и сопровождает его дальнейшее развитие. На рис. 16.6 показаны облачные шапки-щиты в циклогенетических ситуациях.

Облачная шапка в зоне фронта с хорошо развитой облачной системой возникает слева от нее, отделяясь полосой более низких облаков или безоблачным просветом (рис. 16.6 а). Она возникает под струйным течением в области адвекции тепла и над областью падения давления у Земли. На малоподвижных, не активных и даже размывающихся фронтах со слабо развитой облачной системой могут появляться облачные шапки-щиты небольшого размера (рис. 16.6 б). В этом случае циклогенез протекает вяло, но может привести к существенным изменениям погодных условий, к уплотнению облачности и появлению зоны осадков.

Облачная шапка-щит у точки окклюзии появляется на фоне фронтальных облаков и сливается с ними. В этом случае циклогенез в точке окклюзии связан с отсечением головы облачного вихря струйным течением (рис. 16.6 в, г). Однако этот процесс не всегда приводит к возникновению циклона у точки окклюзии. Оценивать возможность образования частного циклона у точки окклюзии помогает анализ некоторых особенностей структуры облачного поля центральной части циклона.

Частный циклон у точки окклюзии возникает при следующих условиях:

- голова облачного вихря имеет серый или темно-серый тон в отличие от ярко-белого изображения облачности струйного течения и холодного фронта;
- облачное поле струйного течения имеет характерную для него структуру;
- вблизи точки окклюзии со стороны теплого фронта наблюдаются выбросы перистой облачности;
- вблизи точки окклюзии облачная полоса холодного фронта имеет заметную выпуклость, обращенную в сторону теплого сектора.

При отсутствии отмеченных выше особенностей в структуре облачного поля образования циклона ожидать не следует.

Шапка-веер перистых облаков на северном конце гряды облаков холодного фронта образуется при вторжениях холодного воздуха в нижней половине тропосферы с одновременным выносом теплого воздуха в средней и верхней тропосфере. Вся облачная система имеет вид веера, молота или булавы (рис. 16.7).

Вторжение на юг холодного воздуха часто приводит к фронтонезу, сопровождающемуся усилением выноса теплого воздуха на север. В результате формируется термический гребень в средней тропосфере, в вершине которого появляется характерная шапка-веер, свидетельствующая о начале циклогенеза.

Облачная полоса на переднем крае вторгающегося холодного воздуха в своей северной части может заканчиваться шапкой перистых облаков, и тогда вся система имеет вид молота (рис. 16.7 а). Часто перистая облачность на конце облачной полосы имеет вид веера. Расходящиеся облачные полосы постепенно

рассеиваются в направлении потока (рис. 16.7б). Иногда шапка перистой облачности резко обрывается. Тогда вся облачная система имеет вид булавы (рис. 16.7в).

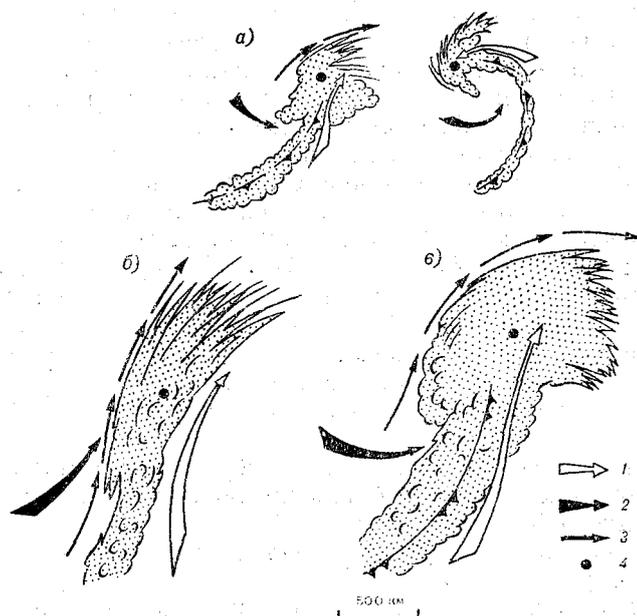


Рис. 16.7. Шапка на северном конце облачной полосы холодного фронта.

а — молот, б — веер, в — булава. Усл. обозначения 1—4 см. рис. 16.5.

Под такой шапкой-веером перистой облачности появляется небольшая область падения давления и возникает циклон. Процесс развивается быстро и также быстро затухает. Циклон существует не более 1—2 сут, если не регенерирует на каком-либо основном фронте. Облачная система циклона сразу приобретает форму круглого вихря, без спиралевидной структуры. Диаметр облачного поля такого циклона может изменяться от 200 до 1000 км.

Наиболее благоприятными синоптическими ситуациями для циклогенеза такого типа являются вторжения холодного воздуха:

- за вторичным холодным фронтом в тылу циклона в умеренных широтах Европы и Северной Атлантики;
- в тылу холодных ложбин умеренных широт с открытым доступом в них холодного воздуха из Арктического бассейна;
- в тылу глубоких барических ложбин или обширных циклонов в субтропические широты Северной Атлантики или на Средиземное море.

Наиболее активно процесс циклогенеза протекает при третьей синоптической ситуации, что естественно, так как он протекает при больших контрастах температуры и высокой влажности теплого тропического воздуха.

Иногда циклогенетическим может быть *массив развивающихся конвективных облаков* на фоне сравнительно небольшого количества общей облачности (рис. 16.8). Условия возникновения такого облачного массива связаны с локальным увеличением термической неустойчивости атмосферы. Это происходит при увеличении адвекции холода с высотой, при уменьшении с высотой адвекции тепла или при смене адвекции тепла адвекцией холода по мере поднятия вверх. За счет активных восходящих движений и растекания воздуха в верхней тропосфере под конвективным облачным массивом возникает падение давления и образуется локальный нефронтальный циклон. Признаком его развития является появление выбросов перистой облачности в направлении смещения циклона (ведущего потока). Такой локальный циклон как у поверхности Земли, так и на высотах обычно бывает очерчен только одной замкнутой изобарой (изогипсой). Облачный вихрь имеет чаще всего круглую форму без наличия облачных и безоблачных спиралей. В случае регенерации такого циклона на полярном фронте он углубляется и начинает перемещаться. Облачная система становится более похожей на облачную систему фронтального циклона. Может появиться облачная полоса холодного фронта. Облачность теплого фронта появляется реже.

Облачный вихрь, образованный из конвективных облаков в тыловой части хорошо развитого циклона, называемый *вторичным облачным вихрем*, может служить признаком или волнообразования, или возникновения нового циклона на холодном фронте. Он представляет собой обособленное вихревое облачное образование в облачной системе окклюдирующегося циклона (рис. 16.9). Такой облачный вихрь обычно образуется под высотной холодной ложбиной или под изолированным очагом холода в локальной области положительного вихря скорости.

Перемещаясь со средней скоростью потока в слое развития конвекции, вторичный облачный вихрь вместе с областью циклонической завихренности приближается к холодному фронту, вызывая на нем волновое возмущение, которое может развиваться

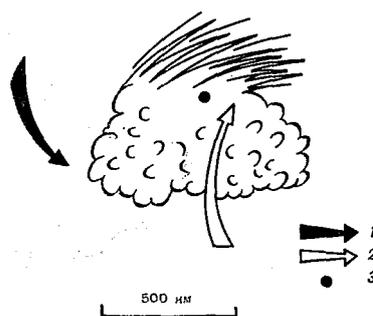


Рис. 16.8. Массив развивающейся конвективной облачности.

1 — траектория движения холодного воздуха, 2 — траектория движения теплого воздуха, 3 — центр области падения давления.

в циклон. Расчет времени образования циклона может быть произведен по формуле

$$\Delta t = L / (V_{\text{в}} - V_{\text{фр}}), \quad (16.1)$$

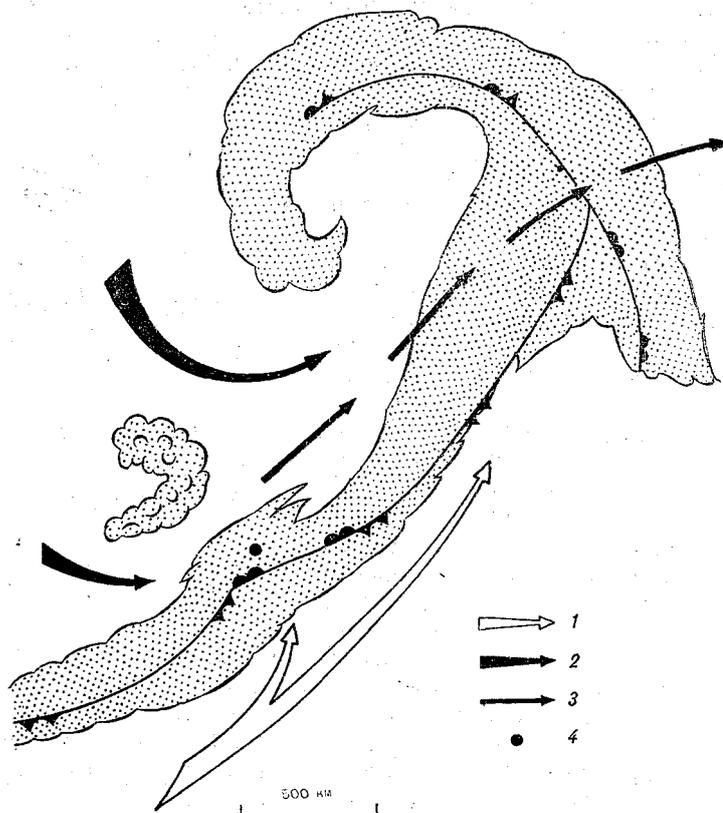


Рис. 16.9. Вторичный облачный вихрь.

1 — траектория движения теплого воздуха, 2 — траектория движения холодного воздуха, 3 — ось струйного течения, 4 — центр области падения давления.

где Δt — промежуток времени от момента обнаружения вторичного облачного вихря до момента образования фронтального циклона; L — расстояние между вторичным облачным вихрем и облачной полосой холодного фронта; $V_{\text{в}}$ — скорость ведущего потока над вторичным облачным вихрем; $V_{\text{фр}}$ — скорость движения фронта.

Наиболее благоприятные условия для возникновения вторичных облачных вихрей и последующего циклогенеза создаются над Северной Атлантикой. Затем эти циклоны смещаются на Европу. Иногда вторичные облачные вихри с последующим образованием

циклона на холодном фронте образуются над Европой и Западной Сибирью.

Условия, наиболее благоприятные для образования фронтальных антициклонов, уже были сформулированы на основе анализа уравнения тенденции вихря скорости (13.14) с учетом соотношения (13.16) в п. 13.9. При этом было учтено, что влияние бароклинности и неравномерности распределения скоростей ветра по вертикали и вертикальных скоростей по горизонтали в связи с отсутствием фронтальных разделов несущественно. Поэтому основными особенностями структуры термобарического поля, благоприятного для антициклогенеза, являются наличие антициклонической кривизны изогипс изобарических поверхностей в средней тропосфере, уменьшающейся по потоку, и их сходимости; наличие адвекции тепла, превышающей адвекцию холода в передней части возникающего антициклона. Схема такого термобарического поля приведена на рис. 13.24.

16.3. Прогноз эволюции циклонов и антициклонов

Хотя прогноз эволюции барических образований, как правило, не является самоцелью, а представляет интерес как промежуточный этап разработки прогноза погодных условий, тем не менее очевидно, что от его успешности зависит оправдываемость прогноза погоды.

В процессе своего развития циклоны и антициклоны проходят ряд стадий. Эволюция термобарических полей и изменения погодных условий при переходе от одной стадии к другой были детально изложены в гл. 13. Все это должно быть учтено при прогнозе.

Наиболее показательной характеристикой эволюции циклонов и антициклонов является изменение давления в их центрах. Эти изменения при оценке ожидаемой эволюции барических образований являются объектом прогноза.

Попытки использовать формальную (линейную и нелинейную) экстраполяцию при прогнозе эволюции барических образований не дают успеха в связи с тем, что предполагаемые условия постоянства скорости или ускорения эволюции, как правило, нарушаются из-за нелинейности хода изменения давления в центрах барических образований. В этом нетрудно убедиться на примере, приведенном на рис. 16.10. Расчеты показывают, что формальная экстраполяция на сроки 12—24 ч в среднем дает даже большие ошибки прогноза, чем дает инерционный прогноз, когда предполагается неизменным давление в центре барического образования.

Некоторого повышения успешности прогноза эволюции барических образований можно добиться, используя статистическую экстраполяцию. Так, например, для прогноза 12-часовой эволюции

циклонов над северо-западом европейской части СССР была получена следующая формула:

$$\Delta p_{12} = 6 \Delta p_{-3} - 0,5 \Delta p_{-12}, \quad (16.2)$$

где Δp_{12} — ожидаемое изменение давления в центре циклона за 12 ч; Δp_{-3} — барическая тенденция в центре циклона; Δp_{-12} — изменение давления в центре циклона за предшествующие 12 ч.

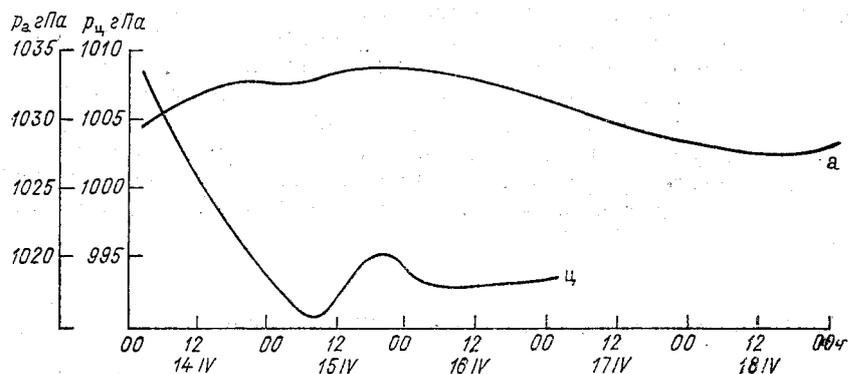


Рис. 16.10. Графики временного хода давления в центре циклона (ц) в период 00 ч 14 апреля — 00 ч 17 апреля 1979 г. и в центре антициклона (а) в период 00 ч 14 апреля — 00 ч 18 октября 1977 г. Европейская часть СССР.

Успешность расчетов по формуле (16.2) на различных стадиях развития циклонов оказалось существенно разной. Это произошло потому, что при расчетах считались неизменными коэффициенты регрессии в формуле. В действительности же оказалось, что коэффициенты корреляции между предшествующими и последующими изменениями давления в центре циклона зависят от стадии его развития. Так, например, коэффициент корреляции между предыдущими и последующими 24-часовыми изменениями давления в центрах интенсивно заполняющихся циклонов с барической тенденцией $\Delta p_{-3} > 3$ гПа составляет примерно 0,6, а для быстро углубляющихся циклонов, когда $\Delta p_{-3} < -3$ гПа, он имеет даже обратный знак ($r \approx -0,2$).

Качественный учет рассмотренных в гл. 13 факторов, определяющих эволюцию барических образований, не всегда позволяет сделать верные выводы об ожидаемом изменении давления в центрах барических образований. Особенно сложной является ситуация, когда анализируемые факторы действуют в противоположных направлениях, поскольку веса их воздействий на эволюцию барического образования, как правило, неизвестны. Поэтому при прогнозе эволюции барических образований следует использовать известные эмпирические правила, указывающие более или менее надежно на ожидаемое направление эволюции.

Рациональность применения этих качественных правил основывается на том, что даже сравнительно большой просчет в оценке ожидаемого давления в центре барического образования при правильно предсказанном знаке изменения обычно не приводит к существенным ошибкам в прогнозе погоды, поскольку наметившаяся тенденция ее изменения при углублении циклона сохранится до тех пор, пока это углубление будет продолжаться, характер же погоды начнет существенно изменяться после начала заполнения циклона. Поэтому наиболее существенным при прогнозе эволюции барических образований является предсказание не столько количественных оценок эволюции, сколько времени смены ее направления.

Определенные возможности в этом отношении представляет анализ барических тенденций, на основе которого установлены следующие прогностические правила:

— циклон углубляется, а антициклон ослабевает, если в центре барического образования наблюдаются отрицательные тенденции. Наоборот, циклон заполняется, а антициклон усиливается, если в их центрах отмечаются положительные барические тенденции;

— барическая ложбина углубляется, а гребень ослабевает, если нулевая изаллобара (с учетом ее смещения на 1,5-часовой путь перемещения оси барического образования против направления движения) проходит позади оси ложбины или гребня. Наоборот, ложбина заполняется, а гребень усиливается, если нулевая изаллобара проходит впереди осей этих барических образований;

— при отрицательных тенденциях в центре циклона или на оси ложбины их углубление будет тем интенсивнее, чем дальше от центра циклона или оси ложбины в их тыловых частях проходит нулевая изаллобара. При положительных тенденциях в центре антициклона или на оси гребня их усиление будет тем значительнее, чем дальше от центра антициклона или оси гребня в их тыловых частях проходит нулевая изаллобара;

— циклон углубляется, если в теплом секторе барические тенденции отрицательны, и заполняется, если они положительны;

— удаление области падения давления от центральной части циклона на периферию является признаком заполнения циклона, а смещение области положительных тенденций от центральной части антициклона на его периферию является признаком прекращения усиления антициклона.

Для оценки знака эволюции барических образований можно использовать изаллогипсы AT_{700} , поскольку имеются синхронные связи между изменениями геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа и приземного давления (табл. 16.6).

Данные табл. 16.6 показывают, что при ожидаемом понижении геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа и расстоянии изаллобарического очага от центра циклона менее 500 км чаще

Таблица 16.6

Повторяемость (%) совпадения знака изменения давления в центре барического образования у поверхности Земли со знаком изменения AT_{700} над центром барического образования.
Холодное полугодие, Европейская часть СССР

Расстояние от центра изаллобарической области, км	Область понижения AT_{700} и углубление циклона	Область повышения AT_{700} и заполнение циклона	Область повышения AT_{700} и усиление антициклона
Менее 500	67	88	Около 100
500—1000	28	65	88

нужно ожидать углубления циклона, а если предполагается рост геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа, то следует рассчитывать на заполнение циклона. В тех случаях, когда вблизи центральной части антициклона ожидается рост AT_{700} , можно прогнозировать его усиление.

О переходе знака изменения давления на противоположный в центре барического образования можно составить представление на основе известных связей эволюции с его фронтальной и пространственной структурой. Так, углубление циклонов и усиление антициклонов прекращается после их превращения в высокие барические образования. Циклон обычно сразу же после того, как его ось стала вертикальной, начинает заполняться. Такое правило для антициклонов выполняется не всегда. Часто антициклоны, достигнув максимального развития, несмотря на большую вертикальную протяженность и квазивертикальность оси, могут в течение нескольких суток оставаться с практически неизменным давлением в центре.

Молодой циклон углубляется тем быстрее, чем с большей скоростью холодный фронт приближается к тепловому. После окончания процесса окклюдирования циклон обычно начинает заполняться.

Имеется очевидная связь между характером адвекции воздушных масс, втягивающихся в циклоническую циркуляцию, и эволюцией циклона. Поскольку, как уже отмечалось, возникновение циклона связано с интенсивной адвекцией холода в его тылу и адвекцией тепла в передней части, то до тех пор, пока эта адвекция будет продолжаться, не ослабевая, циклон будет углубляться. В противном случае начнется его заполнение.

Исходя из энергетических соображений, С. И. Титов и В. И. Ременсон предположили наличие связи между изменением доступной потенциальной энергии и изменением приземного давления в центре циклона. Оказалось, что если в центральной части углубляющегося циклона началось уменьшение средней по площади доступной потенциальной энергии, то в ближайшие сутки

циклон начнет заполняться. На рис. 16.11 приведен пример изменения во времени кинетической и потенциальной энергии в центральной части циклона и давления в его центре. Хорошо заметно резкое возрастание кинетической энергии в начальной стадии углубления циклона, после чего, за счет вовлечения в циркуляцию новых воздушных масс, происходит ее уменьшение. Сутки спустя,

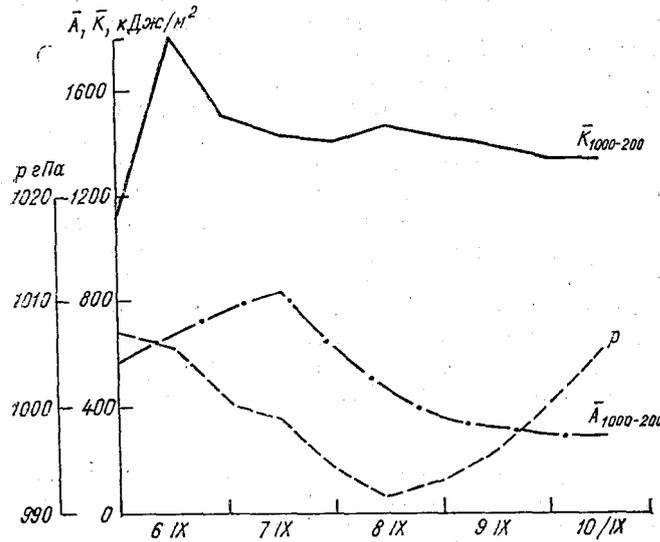


Рис. 16.11. Пример временного хода кинетической (K) и доступной потенциальной энергии (A) и давления (p) в центре циклона. 9 ч 6—10 сентября 1960 г.

после начала уменьшения доступной потенциальной энергии давление в центре циклона начало возрастать. Расчеты кинетической \bar{K} и доступной потенциальной энергии \bar{A} выполняются путем численного интегрирования следующих формул:

$$\bar{K} = \frac{1}{2gs} \int_p^{p_0} \int_s V^2 dp ds, \quad (16.3)$$

$$\bar{A} = \frac{1}{2s} \int_p^{p_0} \int_s \frac{T'^2}{\bar{T}(\gamma_a - \bar{\gamma})} dp ds. \quad (16.4)$$

Они требуют применения ЭВМ. В этих формулах V и T' — скорость ветра и отклонение температуры от средней температуры \bar{T} в области s ; $\bar{\gamma}$ — средний по области s вертикальный градиент температуры.

Более простым является метод прогноза перехода циклона от углубления к заполнению, предложенный Ю. Н. Волконским. Его автор исходил из того, что по мере развития (углубления) циклона поднимающийся от уровня Земли воздух попадает во все более и более высокие слои тропосферы, в результате чего начинает последовательно понижаться температура в зоне упорядоченных восходящих движений на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа. Наибольшее понижение происходит обычно на изобарической поверхности 500 гПа, которой поднимающийся в системе циклона воздух достигает через несколько суток.

Образование в средней тропосфере очага холодного и относительно более плотного воздуха препятствует дальнейшему развитию восходящих вертикальных движений, и за счет конвергенции в приземном слое циклон должен начать заполняться. Поэтому можно ожидать наличия асинхронной связи между структурой поля температуры на карте AT_{500} и эволюцией циклона. Очевидно, можно предположить, что появление над углубляющимся циклоном очага холода на карте AT_{500} является признаком предстоящего перехода циклона в стадию заполнения.

В результате проверки этого предположения были получены данные, приведенные в табл. 16.7.

Таблица 16.7

Повторяемость (%) случаев заполнения и углубления циклонов в последующие сутки после обнаружения на карте AT_{500} очага холода

Структура поля AT_{500} в исходный момент	Эволюция циклона через сутки		Число случаев
	заполнение	углубление	
Очаг холода	73	27	129
Очаг холода отсутствует	6	94	31
Число случаев	96	64	160

На этом основании можно сформулировать следующее прогностическое правило: при появлении над углубляющимся циклоном на карте AT_{500} очага холода следует ожидать в ближайшие сутки перехода циклона в стадию заполнения.

Последние два способа прогноза и оценки эволюции циклонов указывают на возможность решения этих задач на основе новых нетрадиционных подходов.

16.4. Прогноз перемещения циклонов и антициклонов

Для прогноза перемещения барических образований, в том числе циклонов и антициклонов, разработано и используется большое количество эмпирических правил, расчетных формул, статистиче-

ских зависимостей. Выбор наиболее рациональной процедуры прогноза зависит от конкретных условий, в частности от вида исходной метеорологической информации, имеющейся к моменту составления прогноза в распоряжении синоптика; от требуемой точности прогноза; времени, необходимого на разработку прогноза; вида вычислительной техники, имеющейся в распоряжении прогнозиста, и т. д. Очевидно, что даже при самых благоприятных возможностях позволяющих разрабатывать прогнозы по сравнительно сложным более точным методам, но требующим значительных затрат времени, нет смысла их использовать для районов, где находятся барические образования, которые заведомо не окажут влияния на формирование погоды в период действия прогноза. В этом случае целесообразнее использовать более простые, не требующие больших затрат труда и времени процедуры прогноза, хотя и менее точные, чем это может потребоваться для территории, изменение синоптической обстановки на которой может оказать непосредственное влияние на ход погодных характеристик в течение прогностического периода. С другой стороны, могут встретиться обстоятельства, когда синоптику придется разрабатывать прогноз при ограниченном наборе исходных данных. Например, при отсутствии фактических и прогностических карт барической топографии или при наличии только спутниковых данных об облачности и т. д.

Поэтому, несмотря на разную точность, которую обеспечивают разные методы прогноза перемещения циклонов и антициклонов, ложбин и гребней, синоптик должен уметь пользоваться любыми из них.

Рассмотрим случай, когда синоптик имеет возможность или намерение использовать при прогнозе только данные об исходном и предшествующих положениях центра циклона и антициклона. При таких исходных данных возможно применение только методов формальной или статистической экстраполяции. Наиболее удобной и распространенной является формула

$$\mathbf{L} = \frac{\Delta T}{\Delta t_1} \mathbf{L}_1, \quad (16.5)$$

где \mathbf{L} — прогнозируемое перемещение приземного центра барического образования за период действия прогноза ΔT ; \mathbf{L}_1 — предшествующее перемещение этого же центра за предшествующий промежуток времени Δt_1 .

Эксперименты показали, что наилучшие результаты прогнозов по формуле (16.5) получаются при $\Delta T = \Delta t_1$. Поэтому при экстраполяционном прогнозе на 24 ч формула (16.5) записывается следующим образом:

$$\mathbf{L}_{24} = \mathbf{L}_{-24}, \quad (16.6)$$

где \mathbf{L}_{-24} — вектор перемещения центра барического образования за предшествующие 24 ч.

Средняя ошибка прогноза направления перемещения приземных центров циклонов по формуле (16.6) составляет 43° , а относительная ошибка длины 24-часовой траектории равна 103%. Для антициклонов средняя ошибка направления равна 22° , а длины траектории 250—300 км.

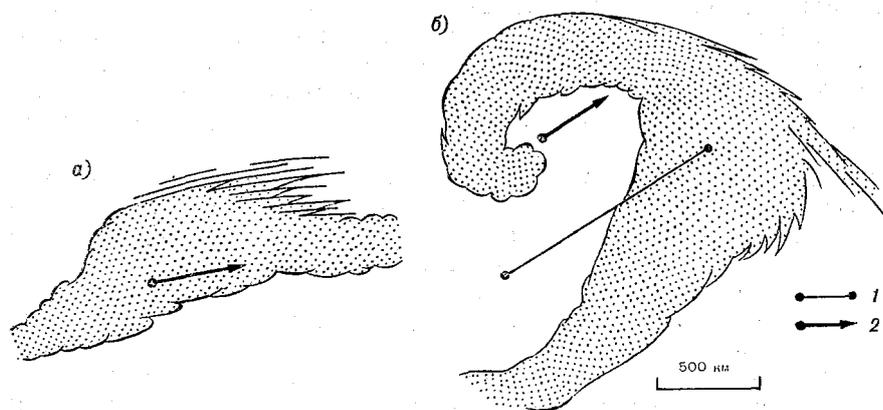


Рис. 16.12. Схема движения циклона.

a — облачная система не имеет форму вихря, *b* — облачная система имеет форму вихря; 1 — линия, соединяющая центры наиболее плотной облачности и безоблачной зоны, 2 — направление движения центра циклона.

Очень полезным для определения скорости и направления перемещения циклона в случае отсутствия других материалов и при предварительной оценке этих характеристик является анализ последовательных спутниковых фотографий облачности.

В начальной стадии развития циклона, пока его облачное поле не приняло вида спирали, циклон будет перемещаться в направлении выбросов перистых облаков, образующихся над циклоном (рис. 16.12 *a*). Это правило основано на совпадении направлений ведущего потока, по которому смещается циклон, и выбросов перистой облачности. Оно может использоваться для прогноза на 12 и 24 ч. Использование такого правила показало, что оно хорошо оправдывается для случаев возникновения циклона из фронтальной волны, когда циклон «ныряет», т. е. перемещается с большой меридиональной составляющей с севера на юг, и когда у него хорошо заметна облачная шапка с выбросами перистых облаков впереди, когда циклон развивается из термической локальной депрессии и над скоплением конвективных облаков появляются полосы перистых облаков, вытянутые в направлении движения циклона.

Скорость перемещения может быть оценена экстраполяцией путем сравнения положения центра циклона на фотографиях за предшествующие и исходный моменты времени.

В циклоне, находящемся в стадии окклюдирования, выбросы перистых облаков, если они вообще видны, располагаются далеко на юго-восточной периферии циклона и их направление уже не совпадает с направлением его движения (рис. 16.12 б). В этих случаях используется связь структуры облачности с изаллобарическими очагами у поверхности Земли. Связь основывается на эмпирически установленном факте, что очаги роста давления у поверхности Земли находятся, как правило, в пределах малооблачной области за холодным фронтом или фронтом окклюзии, тогда как очаги падения находятся под наиболее плотными, мощными облачными массивами. Это соответствие является вполне объяснимым, поскольку в тылу окклюдирующегося циклона, в области роста давления, происходит опускание и адиабатическое нагревание воздуха, приводящее к размыванию облачности. Наоборот, в области падения приземного давления за счет увеличения конвергенции трения в пограничном слое активизируются восходящие движения, что приводит к уплотнению и увеличению толщины облачности. Определив, таким образом, положение центров очагов изаллобарической пары, связанной с циклоном, можно использовать одно из правил, сформулированных в п. 13.12: циклон с круговыми изобарами перемещается в направлении изаллобарического градиента, т. е. в направлении, параллельном линии, соединяющей центры очагов падения и роста давления, в сторону падения.

Средняя ошибка оперативных прогнозов направления перемещения циклонов на 24 ч на основе этого правила составила 20°.

Скорость перемещения циклона с облачной спиралью может быть оценена путем экстраполяции или качественно, исходя из следующих данных:

— скорость движения циклона с вихревой структурой облачности не превышает 40 км/ч;

— чем сильнее закручена облачная спираль, тем медленнее перемещается циклон.

Таким образом, если при рассмотрении двух последовательных фотографий установлено, что кривизна облачной спирали увеличивается, то при прогнозе скорости движения циклона на 12 и 24 ч его начальную скорость нужно уменьшить.

Возможны случаи, когда в распоряжении синоптика имеются только приземные карты погоды. Процедуры прогноза перемещения циклонов и антициклонов, которые можно использовать с их помощью, могут оказаться полезными и при более полной метеорологической информации, которой обычно располагает прогнозист в современных условиях.

Поскольку приземные карты погоды составляются чаще, чем карты барической топографии, которые используют для расчета ожидаемой скорости и направления ведущего потока, то по данным последних кольцевых карт можно уточнить результаты прогно-

зов, составленных ранее на основе анализа и прогноза карт барической топографии.

Успешность экстраполяционного прогноза в значительной мере зависит от точности, с которой определены положения центров барических образований в исходный и переходный моменты времени. Уменьшение этих погрешностей не только повышает успешность экстраполяционного прогноза по формулам типа (16.5), но и позволяет сократить размер интервала Δt . Такое уменьшение Δt делает более обоснованным сохранение исходной скорости перемещения барического образования в течение периода действия прогноза, чем скорости, осредненной по большему временному интервалу.

С помощью учета барических тенденций, нанесенных на приземные карты погоды, удается уловить сравнительно небольшие смещения центров барических образований, которые невозможно определить при существующей плотности сети синоптических станций путем сравнения двух последовательных карт. Действительно, градиенты давления в центральной части, например, циклона составляют несколько гектопаскалей на 100 км. Поэтому его перемещение всего на 10 км за 3 ч приводит к локальным трансляционным изменениям давления вблизи центров изаллобарических очагов, равным нескольким десяткам гектопаскаля. Но барические тенденции определяются и наносятся на приземные карты погоды с точностью до десятых долей гектопаскаля. Таким образом, даже такое небольшое смещение центра, которое совершенно невозможно заметить путем сравнения двух последовательных карт погоды, может быть легко установлено по распределению барических тенденций. Следовательно, можно существенно повысить точность определения вектора \mathbf{L} , в формуле (16.5). При этом нужно положить $\Delta t_1 = 3$ ч. Тогда для экстраполяционного прогноза центра барического образования будем иметь следующие формулы:

$$\mathbf{L}_{24} = 8\mathbf{L}_{-3} \quad (16.7)$$

для прогноза на 24 ч,

$$\mathbf{L}_{12} = 4\mathbf{L}_{-3} \quad (16.8)$$

для прогноза на 12 ч.

Модуль вектора \mathbf{L}_{-3} можно определить по одной из экстраполяционных формул (13.27), направив одну из осей по изаллобарическому градиенту. В конечных разностях формула (16.8) имеет следующий вид:

$$\mathbf{L}_{12} \approx \frac{l(a_2 - a_1)}{(p_2 - p_0) + (p_1 - p_0)}, \quad (16.9)$$

где \mathbf{L}_{12} — ожидаемое перемещение центра барического образования в направлении, параллельном прямой, соединяющей центры изаллобарических очагов; l — расстояние между центрами изалло-

барических очагов; a_2 и a_1 — барические тенденции в центрах изаллобарических очагов, расположенных соответственно в тыловой и передней частях барического образования; p_2 и p_1 — приземное (приведенное к уровню моря) давление в центрах тылового и переднего изаллобарических очагов; p_0 — наименьшее давление на прямой, соединяющей центры изаллобарических очагов.

Оправдываемость прогнозов на 24 ч перемещения центров циклонов по формуле (16.9) при допуске ± 200 км составляет 70—75 %.

Прогноз перемещения барических образований у поверхности Земли при наличии комплектов синоптических карт и прогностических карт барической топографии производится в первом приближении путем перемещения их центров вдоль изогипс исходных и прогностических карт AT_{700} или AT_{500} со скоростью, пропорциональной осредненной скорости ветра на этих изобарических поверхностях. При этом коэффициент пропорциональности для карты AT_{700} равен 0,8, а для карты AT_{500} — 0,6. Исключение представляют приземные барические ложбины, в которых находятся основные холодные фронты. Скорость перемещения таких ложбин повышается до 0,9 скорости ветра на поверхности 700 гПа или 0,7 скорости ветра на поверхности 500 гПа. Этим учитывается факт более быстрого смещения холодного фронта по сравнению с теплым, что обеспечивает окклюдирование циклона.

К полученному в первом приближении будущему положению барического образования у поверхности Земли по возможности вводятся поправки на его аномальность, обусловленную особенностями структуры термобарического поля окружающей атмосферы и самого барического образования. Поправки могут быть введены уже рассмотренными в этом параграфе экстраполяционными способами или путем учета барических тенденций, а также на основе выводов, полученных в результате анализа формул (13.26) и (13.32). В частности, для уточнения отклонения смещения барического образования от направления изогипс AT_{700} или AT_{500} , т. е. от направления, полученного в первом приближении, можно использовать вторую формулу (13.26), проведя упрощения, на возможность которых было указано в п. 13.12. Тогда эта формула будет иметь следующий вид:

$$C_n = - \frac{\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}}{\frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n^2}}. \quad (16.10)$$

Для расчета по формуле (16.10) нужно определить ожидаемое изменение градиента геопотенциала в точке O , находящейся в середине ожидаемой в первом приближении траектории AB приземного центра барического образования (рис. 16.13). Если выразить

изменение градиента геопотенциала в гп. дам/1000 км за сутки, а производную $\partial^2 H_{p_0} / \partial n^2$ вычислять по приземной карте погоды, заменив ее на $\partial^2 p_0 / \partial n^2$, выраженную в гПа/(500 км)², то формула (16.10) приобретает следующий вид:

$$C_n = -312 \frac{\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}}{\frac{\partial^2 p_0}{\partial n^2}}, \quad (16.11)$$

где C_n — отклонение траектории центра барического образования от изогипс АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀ в км/сут. При этом если $C_n > 0$, то отклонение траектории от изогипс вправо, если $C_n < 0$, то влево.

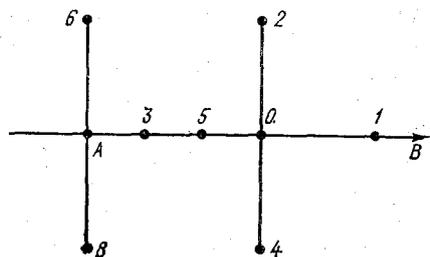


Рис. 16.13. Схема расположения точек для расчета ожидаемого положения приземных барических центров.

Величина $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}$ определяется как разность между значениями $\partial H / \partial n$ в точке O на прогностической и исходной картах АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀. Значение $\partial^2 p_0 / \partial n^2$ вычисляется по формуле

$$\partial^2 p_0 / \partial n^2 \approx p_6 + p_8 - 2p_A, \quad (16.12)$$

где p_6 , p_8 и p_A — давление на уровне моря в исходный момент времени в точках 6, 8 и A на рис. 16.13. Точки 6 и 8 находятся от точки A на расстоянии 500 км.

Если изобары циклона (антициклона) не являются круговыми, то следует использовать качественные выводы, вытекающие из анализа формулы (13.32). Основной из которых сводится к тому, что циклон с изобарами, имеющими форму, близкую к эллипсовидной, будет смещаться в направлении, находящемся между вектором изаллобарического градиента и большой осью эллипса, а антициклон — между вектором изаллобарического асцендента и большой осью эллипсовидной изобары.

По первой формуле (13.26) можно уточнить скорость перемещения центра барического образования. Если в нее внести упрощения, указанные в п. 13.11, заменить среднее значение температуры между изобарическими поверхностями на величину H_{850}^{500}

и положить $p = 500$ гПа, то получим следующую рабочую формулу:

$$C_s = 312 \frac{1}{\frac{\partial^2 p_0}{\partial s^2}} \left(1,3 \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{850}^{500}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{500}}{\partial t} \right), \quad (16.13)$$

где C_s в км/сут; $\partial_2 p_0 / \partial s^2 \approx p_5 + p_7 - 2p_A$, причем p_5 , p_7 и p_A — давление в гектопаскалях в точках 5, 7 и A в исходный момент времени (см. рис. 16.13); $\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{850}^{500}}{\partial t}$ и $\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_{500}}{\partial t}$ — разность в гп. дам между ожидаемыми значениями относительного и абсолютного геопотенциала соответственно в точках 1 и 3 на рис. 16.13.

Точки 1 и 3 берутся на расстоянии 500 км от точки O , а точки 5 и 7 — на таком же расстоянии от точки A .

Формулу (16.13) применяют для расчета скорости перемещения центра барического образования тогда, когда предварительный расчет этой скорости производился по исходной и прогностической картам AT_{500} и имеется прогностическая карта AT_{850} .

Если ожидается значительное увеличение в прогностический период абсолютных значений производных $\partial^2 p_0 / \partial n^2$ и $\partial^2 p_0 / \partial s^2$, что чаще всего бывает при углублении циклона и усилении антициклона, то составляющие скорости C_n и C_s нужно немного уменьшить, если, наоборот, предполагается уменьшение значений этих производных, то составляющие скорости перемещения барических образований нужно немного увеличить.

Над территорией, хорошо освещенной метеорологическими данными, когда положение центра циклона в исходный срок и за 12 ч до него может считаться установленным достаточно надежно и точно, и тогда, когда в оба эти срока ось циклона можно считать наклонной (расстояние между центрами у поверхности Земли и на изобарической поверхности 500 гПа превышает 250 км), полезно учитывать конкретные для каждого случая прогноза соотношения между перемещением барического образования и ведущим потоком.

Ключевым моментом в этом методе прогноза на 24 ч является определение поправок на направление и скорость перемещения центра циклона, связанных с аномальностью его перемещения в данном случае, по формулам:

$$\gamma' = \frac{1}{2} \left(\alpha_{\text{пред}} - \frac{\beta_{\text{исх}} + \beta_{-12}}{2} + 6 \right), \quad (16.14)$$

$$k' = \frac{C_{\text{пред}}}{v_{\text{исх}} - v_{-12}} + 0,3, \quad (16.15)$$

где γ' — угол отклонения траектории центра циклона от изогипсы AT_{500} , в градусах; $\alpha_{\text{пред}}$ — среднее направление перемещения центра циклона за последний 12-часовой интервал до исходного момента времени, в градусах; $\beta_{\text{исх}}$ и β_{-12} — направление изогипс (гео-

строфического ветра) на карте AT_{500} соответственно за исходный и за 12 ч до исходного моменты времени, в градусах: k' — коэффициент, учитывающий различия в длине прогностической траектории от траектории, рассчитанной по геострофическому ветру; $C_{\text{сред}}$ — средняя скорость перемещения центра циклона за последний 12-часовой интервал до исходного момента времени, в км/12 ч; $v_{\text{исх}}$ и v_{-12} — скорость геострофического ветра на изобарической поверхности 500 гПа над центром циклона соответственно за исходный и за 12 ч до исходного моменты времени, в км/12 ч.

Из структуры формул (16.14) и (16.15) видно, что поправки на аномальность направления и скорости перемещения центра циклона основаны на учете тенденций в изменении этих величин за предшествующие 12 ч в данном конкретном случае и средних статистических тенденциях.

Технология разработки прогнозов по этому методу детально изложена в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» (п. 6.4.2).

Средняя абсолютная ошибка в оценке длины траектории по данному методу равна 319 км, тогда как синоптический метод дает среднюю абсолютную ошибку 358 км.

При отсутствии прогностических карт AT_{700} и AT_{500} прогноз перемещения приземных центров барических образований также основывается на использовании правила ведущего потока. Сначала по исходным картам AT с учетом коэффициента пропорциональности скорости движения приземного центра и скорости ветра на изобарической поверхности находится положение этого центра через 12 или 24 ч. Затем учитываются возможные изменения полей геопотенциала изобарической поверхности 700 или 500 гПа над приземным центром по мере его движения в течение прогностического периода. В результате получают первое приближение траектории движения приземного центра. Далее оценивается вероятная аномальность перемещения, т. е. отклонение направления и скорости движения центра от полученных в первом приближении направления и скорости его перемещения.

Все этапы прогнозирования могут быть выполнены на основании качественных соображений с учетом перемещения барического центра в предыходный промежуток времени и представлений о возможной перестройке синоптического положения в период действия прогноза. Однако некоторые из них могут базироваться на количественных оценках. Изменение направления ведущего потока и, следовательно, траектории движения центра барического образования в течение времени действия прогноза можно оценить на основе расчета ожидаемых изменений приземного давления в начале и конце геострофической траектории A_1A_2 (рис. 16.14), построенной по исходной карте, и изменений относительного геопотенциала в этих точках, поскольку

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^p = 0,8(p_0 - 1000) + H_{1000}^p. \quad (16.16)$$

Для внесения поправки в траекторию достаточно определить, в каком направлении и насколько нужно сместить конец траектории, построенной по исходной карте. Сначала нужно найти ожидаемое изменение приземного давления в точке $A_2(\Delta p_2)$, как разность между значением давления в этой точке в исходный момент времени и ожидаемым давлением в центре барического образования, когда оно придет в эту точку, т. е. в конце прогностического срока. Затем следует определить ожидаемое изменение давления в точке $A_1(\Delta p_1)$ каким-либо способом. Далее рассчитываются возможные изменения температуры на разных высотах и, следовательно, изменения относительного геопотенциала H^p_{1000} в точках $A_1(\Delta H^p_{1000})_1$ и $A_2(\Delta H^p_{1000})_2$. Изменения температуры на изобарических поверхностях подсчитываются для промежутка времени, на который составляется прогноз, в основном с учетом адвективных ее изменений и по возможности других факторов. По данным об изменениях приземного давления и H^p_{1000} рассчитывается поправка r траектории, вызванная изменением направления изогипс, по формуле

$$r = 0,5 [(\Delta H^p_{1000})_1 - (\Delta H^p_{1000})_2] + 0,4 (\Delta p_1 - \Delta p_2), \quad (16.17)$$

где H^p_{1000} — в гп. дам., Δp — в гектопаскалях. Величина r указывает, на какое расстояние, выраженное в изменениях геопотенциала изобарической поверхности p , нужно сместиться по нормали к изогипсе, соответствующей начальной (без поправки) траектории, чтобы попасть в точку A_3 , находящуюся в конце уточненной траектории (см. рис. 16.13).

Аномальность перемещения приземного барического центра может быть оценена качественно или путем расчета влияния на нее различных факторов, так же как это делается с помощью прогностических карт. Отклонение траектории от направления изогипс AT_{700} или AT_{500} может быть оценено по формуле

$$C_n = -250 \frac{\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial p_0}{\partial t}}{\frac{\partial^2 p_0}{\partial n^2}}. \quad (16.18)$$

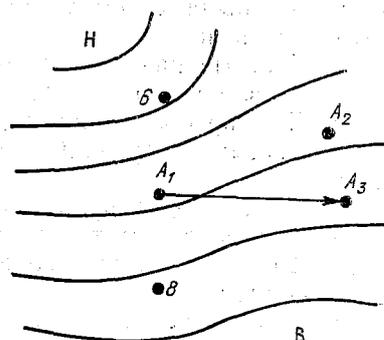


Рис. 16.14. Определение траектории движения барического центра с учетом вероятного изменения направления изогипс AT_{700} или AT_{500} .

Для расчета по этой формуле нужно каким-либо образом оценить изменение приземного давления в точках 2 и 4 (см. рис. 16.13), взятых на расстоянии 500 км от точки O . Значение C_n по формуле (16.18) получается в км/сут.

При прогнозе перемещения барических образований следует иметь в виду эмпирические прогностические правила, часть которых уже была сформулирована в гл. 13. Дополним их некоторыми другими.

1. Частные циклоны и ложбины огибают центральный циклон по направлению, противоположному движению часовой стрелки.

2. При преобладающем движении циклонов с запада на восток каждый следующий циклон серии перемещается южнее предыдущего.

3. После окклюдирования циклона его траектория обычно отклоняется влево от траектории, связанной с ним изаллобарической области падения давления. Скорость циклона при этом резко уменьшается.

4. Начавшееся перемещение области падения давления из центральной части циклона или области роста из центральной части антициклона на периферию является признаком уменьшения скорости перемещения этих барических образований.

5. Циклоны чаще перемещаются в направлении областей более слабых ветров. Циклон с очень сильными ветрами в передней части становится малоподвижным и быстро заполняется.

6. Чем больше скорость ведущего потока, тем меньше отклонения от него траектории движения центров барических образований. Медленно перемещающиеся циклоны часто отклоняются от направления ведущего потока.

7. Барические образования после превращения в высокие первое время продолжают перемещаться в том же направлении, что и в предшествующие сутки, а затем становятся малоподвижными.

8. Антициклон, центр которого у поверхности Земли располагается под восточной периферией гребня в средней тропосфере, когда ведущий поток хорошо выражен, перемещается примерно со скоростью ветра на изобарической поверхности 700 гПа, если одновременно над центральной частью антициклона наблюдается адвекция холода или нулевая адвекция. При адвекции тепла антициклон становится малоподвижным. Однако при своем движении антициклон не может за сутки переместиться дальше того положения, которое в исходный момент занимала ось лежащей впереди ложбины на изобарической поверхности 700 гПа.

9. Приземный антициклон, оформленный на высотах барическим гребнем, будет малоподвижен, если гребень тепла заметно сдвинут по отношению к барическому гребню, так что почти во всей области барического гребня наблюдается адвекция тепла.

Ожидаемое перемещение барических образований на различных высотах обычно оценивается с помощью сравнения прогности-

ческих карт барической топографии с картами АТ за исходный момент времени. В тех случаях, когда прогностические карты барической топографии отсутствуют, следует руководствоваться тем, что обычно барические образования на высотах перемещаются в том же направлении, что и соответствующие им барические образования, представленные на приземной карте погоды. Расстояние между проекциями центров циклонов и антициклонов на поверхность Земли и приземными центрами с течением времени должно постоянно уменьшаться, так как эти барические образования по мере своего развития становятся высокими, и их высотная ось становится все более и более вертикальной.

Если барическое образование является высотным, то прогноз его перемещения может быть основан на применении способов, которые используются для прогноза приземных барических образований. Разумеется, с ограничениями, которые накладывает меньший объем информации о состоянии атмосферы, представленный на картах барической топографии. В частности, можно использовать экстраполяцию перемещения, основанную на анализе поля изаллогипс. При этом применяются правила, аналогичные уже рассмотренным применительно к оценке перемещения приземных центров циклонов и антициклонов по полю изаллобар.

Неглубокие ложбины и гребни перемещаются по направлению ведущего потока на том же уровне.

Глубокие ложбины и гребни чаще всего тоже перемещаются подобным образом, но не всегда; иногда они становятся малоподвижными или даже перемещаются в обратном направлении.

При оценке скорости перемещения высотных ложбин или гребней следует иметь в виду, что они перемещаются тем быстрее, чем больше составляющая градиента геопотенциала, рассчитанная вдоль оси этих барических образований, и чем меньше различие между градиентами геопотенциала в их передней и тыловой частях. Представление об ожидаемом перемещении хорошо выраженных высотных ложбин и гребней на карте АТ₇₀₀ в зависимости от структуры поля геопотенциала в области этих барических образований дают данные табл. 16.8.

Таблица 16.8

Средняя скорость перемещения ложбин и гребней на изобарической поверхности 700 гПа (км/сут)

Градиент H_{700} вдоль оси, гп. дам/1000 км	Градиент H_{700} в передней и тыловой частях	
	различный	одинаковый
1—5	350	600
6—10	560	730
11—15	830	990
16—20	990	1130
21—30	1190	1710

16.5. Построение карты ожидаемого синоптического положения

Во многих случаях в качестве основы для оценки ожидаемого синоптического положения можно принимать прогностические карты приземного давления, полученные гидродинамическими методами. Критерием в этом отношении является их соответствие представлениям прогнозиста об ожидаемом развитии синоптических процессов, сформировавшихся независимо от результатов численного прогноза. Большое значение здесь приобретает знание синоптиком прогностических возможностей той или иной гидродинамической схемы и оперативных сведений об ошибках предыдущего прогноза, на что уже указывалось ранее. К сожалению, сведения о прогностических возможностях схем численных прогнозов, например, такие, как представленные в табл. 16.2—16.5, крайне редко доводятся до сведения работников оперативной службы прогнозов, тогда как делать это нужно систематически. Кроме того, не распространяются оперативные данные о текущих ошибках гидродинамических прогнозов. Отсутствие такой информации зачастую ставит синоптика в затруднительное положение, так как еще в большей степени может увеличивать неопределенность в выборе решения о будущем синоптическом положении.

В случае отсутствия прогностической карты приземного барического поля или сомнений в ее качестве можно составить прогностическую карту, используя результаты прогноза эволюции и перемещения барических образований. Основным исходным материалом являются проанализированные приземная карта погоды и карты барической топографии в исходный и предшествующие моменты времени, а также прогностические карты АТ, если они имеются.

В первую очередь дается прогноз перемещения и эволюции барических образований, оценивается возможность возникновения циклонов и антициклонов. Для этого применяются уже изложенные ранее процедуры. В результате получают прогностические на 12, 24 или 36 ч значения давления в центрах циклонов и антициклонов, а также в отдельных точках на осях ложбин и гребней. Обычно такого количества данных оказывается недостаточно для того, чтобы уверенно провести изобары. Поэтому рассчитывают значения давления в некоторых дополнительных точках с таким расчетом, чтобы получаемые прогностические данные достаточно равномерно покрывали всю территорию. Расстояние между ближайшими точками не должно превышать 400—500 км.

Для расчета ожидаемого значения давления в различных точках карты можно основываться на переносе барического поля у поверхности Земли со скоростью, пропорциональной скорости воздушных течений в средней тропосфере, или на учете бариче-

ских тенденций вдоль путей переноса. Для каждой точки желательно расчеты производить обоими способами, с последующим согласованием результатов.

В основе первого способа лежит известное положение, что локальные изменения метеорологических величин в основном связаны с горизонтальным переносом полей этих величин, т. е. адвекцией. Поэтому в первом приближении принимается, что приземное поле давления переносится (транслируется) со скоростью, равной 0,8 скорости ветра на изобарической поверхности 700 гПа или 0,6 скорости ветра на изобарической поверхности 500 гПа. Для этого строятся известными способами траектории переноса на одной из выбранных изобарических поверхностей по исходной и прогностической картам. При отсутствии прогностической карты траектории строятся по исходной карте АТ с учетом возможной перестройки поля геопотенциала этой изобарической поверхности. Затем вводятся поправки на эволюцию и аномальности перемещения барических образований (если в этом есть необходимость).

Если избранная точка находится вблизи центра циклона или антициклона, а также вблизи оси ложбины или гребня, то поправка принимается равной изменению давления в соответствующих точках этих барических образований. Для удаленных точек поправка определяется путем интерполяции ожидаемых изменений давления в центрах барических образований, между которыми находится данная точка.

При резком несоответствии перемещения барического образования у поверхности Земли направлению и скорости воздушного потока в средней тропосфере следует вводить поправку на возможную аномальность перемещения (см. гл. 13). Для точек, находящихся на значительном удалении, поправка вводится путем интерполяции поправок на аномальность в центрах, между которыми находится точка.

Другой способ расчета ожидаемых значений давления в точках, удаленных от центров барических образований и осей ложбин и гребней, основан на учете значений барических тенденций вдоль траектории переноса. В первом приближении принимается, что значения барических тенденций на каждом 3-часовом участке траектории сохраняются в течение всего прогностического периода. Изменение давления в избранной точке $\Delta p_{\Delta t}$ рассчитывается по формулам:

$$\Delta p_{12} = \sum_{i=1}^4 a_i, \quad \Delta p_{24} = \sum_{i=1}^8 a_i, \quad (16.19)$$

где a_i — средняя барическая тенденция на i -м и 3-часовом участке траектории. Тогда ожидаемое давление в точке А через 12 или 24 ч будет равно

$$(p_A)_{12} = (p_A)_0 + \Delta p_{12}, \quad (p_A)_{24} = (p_A)_0 + \Delta p_{24}. \quad (16.20)$$

В результаты, полученные по формулам (16.19) и (16.20), по возможности вводятся поправки на ожидаемую эволюцию и аномальность перемещения областей роста и падения давления. Выводы об эволюции и аномальности перемещения изаллобарических очагов, связанных с барическими образованиями, прежде всего следует основывать на уже сделанных заключениях об эволюции и особенностях перемещения этих барических образований. Дополнительные соображения об ожидаемом перемещении и эволюции областей локального роста и падения давления дает экстраполяция их предшествующего перемещения и эволюции.

Если вдоль траектории переноса для какой-либо точки на исходной карте погоды будет отмечена смена знака барической тенденции, то для составления «расписания» погоды в течение прогностического периода наряду с ожидаемым интегральным изменением давления за 12 или 24 ч по формулам (16.20) целесообразно оценить ход локального изменения давления. Для этого определяют примерное время смены знака изменения давления и его значения на восходящей и нисходящей ветвях.

Результаты, полученные обоими способами, подлежат сравнению и согласованию. Если различия не превышают 2—3 гПа, то берется или среднее значение, или то из них, которое в большей мере соответствует ожидаемой структуре приземного поля давления. При больших расхождениях требуется повторный анализ с целью выяснения их причин. В первую очередь следует обратить внимание на достоверность выводов об ожидаемой эволюции и перемещении барических образований и изаллобарических очагов.

Установлено, что при значительных скоростях переноса и при дополнительном использовании прогностических карт АТ, лучшие результаты дает первый способ. Когда скорости переноса на уровнях изобарических поверхностей 700 и 500 гПа сравнительно невелики, когда вблизи избранной точки не ожидается появления четко выраженного барического образования или когда траектория переноса определялась в первом приближении только по исходным картам АТ, тогда лучшие результаты дает второй способ.

После согласования результатов расчетов расчерчивается карта ожидаемого распределения давления на уровне моря. Структура прогностического поля также может дать некоторые указания на необходимость уточнения прогностических значений давления в определенных точках. Необходимость такого уточнения возникает для районов с аномально большой или малой плотностью изобар, там, где конфигурация изобар не соответствует предполагаемому положению центра циклона или антициклона, а также осям гребней или ложбин.

Заключительным этапом в оформлении прогностической карты погоды является проведение приземных линий атмосферных фронтов. Поскольку фронты лежат в ложбинах, то их проводят вдоль

осей тех ложбин, где они находились на исходной карте погоды. Кроме того, должны учитываться особенности перемещения фронтов различных типов, возможности их эволюции в течение прогностического периода и т. д., на что будет обращено внимание в следующей главе.

ГЛАВА 17. ПРОГНОЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

17.1. Прогноз перемещения атмосферных фронтов

Большинство фронтальных разделов у поверхности Земли лежат на осях хорошо выраженных ложбин. Поэтому прогноз перемещения таких фронтов сводится к прогнозу перемещения этих ложбин. Следовательно, построив прогностическую карту приземного давления и определив таким образом положение оси ложбины, получим прогностическое положение приземной линии фронта.

Кроме того, не прибегая к построению прогностической карты приземного давления, можно рассчитать перемещение приземной линии фронта несколькими способами. Возможности их применения определяются наличием необходимых исходных материалов, желаемой точностью прогноза, временем, которым располагает прогнозист на выполнение этой процедуры.

Наиболее простым приемом прогнозирования является экстраполяция предшествующего перемещения фронта с использованием приземных карт погоды за исходный и предшествующие моменты времени. Такой подход можно использовать, если не ожидается существенной перестройки барического поля, а только его трансляция и, как правило, для районов, достаточно удаленных от территории, для которой разрабатывается прогноз погоды. В этих случаях можно использовать эмпирически установленные связи между скоростью перемещения фронта в пределах циклона и нормальной к фронту составляющей скорости геострофического ветра на приземной карте погоды. Расчет производится по формуле

$$C = kv_g, \quad (17.1)$$

где v_g — нормальная к фронту составляющая скорости геострофического ветра, определяемая по составляющей градиента давления, направленной вдоль линии фронта; k — коэффициент пропорциональности, равный для теплых фронтов 0,6—0,8, для быстро перемещающихся холодных фронтов 0,7—0,9 и для медленно перемещающихся холодных фронтов 1,0; C — скорость перемещения линии фронта в системе циклона.

Кроме того, следует учитывать перестройку барического поля, связанную с перемещением циклона и его эволюцией. Поэтому скорость перемещения фронта равна

$$C_{\phi} = C + qC_{\text{ц}} + C_{\text{э}}, \quad (17.2)$$

где $C_{\text{ц}}$ — скорость перемещения центра циклона; q — коэффициент пропорциональности, различный для разных участков фронта; $C_{\text{э}}$ — составляющая скорости движения фронта, возникающая за счет эволюции поля давления.

Расчет по формуле (17.2) производится следующим образом.

На линии фронта выбирается несколько точек. На рис. 17.1 это точки a, b, c, d . Для них по формуле (17.1) рассчитывается скорость перемещения фронта в системе циклона, т. е. без учета трансляционных и эволюционных локальных изменений давления. На основании этих данных определяется ожидаемый путь перемещения каждой точки фронта

Рис. 17.1. Пример прогноза перемещения приземной линии фронта по приземной карте погоды.

за время Δt (Δt — заблаговременность прогноза). Это положение линии фронта определяется точками a_1, b_1, c_1, d . Скорость переноса фронта за счет трансляции поля давления определяется вторым членом формулы (17.2), где коэффициенты пропорциональности

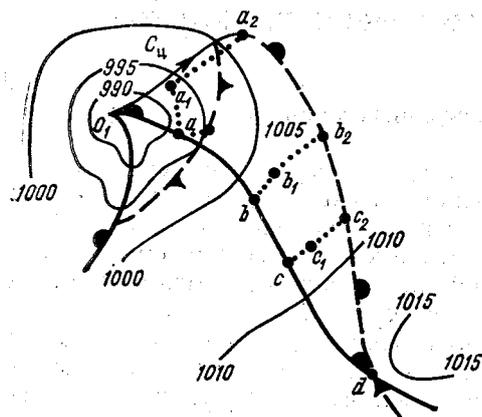
$$q(a_1) = a_1 d / O_1 d; \quad q(b_1) = b_1 d / O_1 d; \quad q(c_1) = c_1 d / O_1 d; \quad q(d_1) = 0. \quad (17.3)$$

В формулах (17.3) $O_1 d$ — расстояние от центра циклона до точки смены знака фронта.

По скорости переноса фронта за счет трансляции поля давления рассчитывается длина отрезков $a_1 a_2, b_1 b_2, c_1 c_2$ и строится ожидаемое через интервал времени Δt положение линии фронта.

Учет эволюции поля давления в области циклона основывается на правилах, приведенных в предыдущей главе.

Прогноз перемещения фронтов может основываться на результатах анализа спутниковых фотографий облачности. При этом, однако, нужно надежно установить принадлежность того или иного облачного поля фронтальному разделу, поскольку не каждый



фронт сопровождается классической облачной системой. Кроме того, облачность, являясь более консервативной субстанцией, чем термобарическое поле, может существовать, тогда как контраст температуры и сходимости воздушных течений уже исчезли. Часто облачные полосы образуются до того, как фронт сформировался в термобарическом поле.

К наиболее типичным ситуациям, когда наблюдается несоответствие между фронтальным анализом и облачным полем на спутниковых фотографиях, относятся следующие:

— размывающиеся южные участки холодных фронтов, проникшие далеко к югу;

— адвекция тепла на большей площади термобарического гребня;

— холодные фронты небольшой вертикальной протяженности, за которыми в нижней тропосфере перемещается воздух с низкой влажностью;

— холодные фронты, формирующиеся в глубоких холодных ложбинах в тылу циклонов;

— фронты в южных циклонах, выходящих на европейскую часть СССР с Балканского полуострова и Черного моря. В них нет характерных для теплого и холодного фронтов облачных полос.

Прогноз перемещения облачных полос, связанных с фронтами, осуществляется путем экстраполяции их предшествующего перемещения.

Чаще всего для прогноза перемещения фронта используют карту AT_{700} . При этом принимается, что каждая точка, находящаяся на приземной линии фронта, перемещается параллельно изогипсам AT_{700} со скоростью, пропорциональной нормальной к фронту составляющей скорости ветра на этой изобарической поверхности. Коэффициент пропорциональности для теплых фронтов считается равным 0,8, а для холодных — 0,9. Рекомендуется использовать данные о фактическом ветре и только при их отсутствии привлекать результаты расчетов градиентного ветра. При наличии прогностической карты AT_{700} следует учесть возможную перестройку барического поля, т. е. изменение густоты изогипс от исходного положения к прогностическому.

В некоторых случаях возникают осложнения, связанные с тем, что воздушные течения у поверхности Земли и на уровне изобарической поверхности 700 гПа имеют различные, иногда почти противоположные направления. Тогда приходится решать, какому прогностическому приему отдать предпочтение: определять ожидаемое перемещение фронта по приземной карте погоды или по карте AT_{700} . В большинстве случаев такое несоответствие в направлениях воздушных течений у поверхности Земли и на уровне изобарической поверхности 700 гПа наблюдается для фронтов, находящихся на западной или южной перифериях антициклона, сформированного в холодном воздухе. Линия фронта у поверхно-

сти Земли здесь лежит почти в параллельных изобарах. Поэтому ветер в приземном слое в холодной воздушной массе обычно направлен в сторону теплого воздуха. Поток же на изобарической поверхности 700 гПа над приземной линией фронта и в холодном воздухе имеет составляющую в сторону холодного воздуха.

Направление перемещения фронта в такой синоптической ситуации в первую очередь зависит от эволюции антициклона. При ожидаемом усилении антициклона следует прогнозировать перемещение фронта в сторону теплой воздушной массы, т. е. по направлению ветра у поверхности Земли. При ослаблении антициклона фронт или будет оставаться малоподвижным, или медленно будет смещаться в сторону холодного воздуха, т. е. в направлении ветра на изобарической поверхности 700 гПа.

Поскольку в описываемой синоптической ситуации перемещение фронта связано с изменением структуры барического поля в области антициклона, то целесообразно привлекать данные о барических тенденциях, более чутко, как уже было показано, реагирующих на процесс перемещения и эволюции барических образований. На этом основании могут быть сделаны такие прогностические выводы:

— фронт перемещается по направлению ветра у поверхности Земли, если в холодном воздухе отмечается рост давления, а в теплом — его падение или более слабый рост;

— фронт перемещается по направлению ветра на изобарической поверхности 700 гПа или будет малоподвижным, если в холодном воздухе давление падает сильнее или растет слабее, чем в теплом воздухе.

Различие в направлении скорости ветра в приземном слое и в более высоких слоях можно наблюдать в начальной стадии развития циклона, возникшего из волны на меридионально ориентированном холодном фронте. В этом случае теплый фронт, находящийся севернее центра циклона, в нижней своей части в системе циклона должен с ветрами восточного направления перемещаться на запад. Такие циклоны являются низкими барическими образованиями, и над ними на уровне изобарической поверхности 700 гПа наблюдаются ветры западных румбов, что приводит к интенсивному переносу всей фронтальной системы вместе с циклоном к востоку. Поэтому весь холодный фронт, вместе с участком теплого фронта, находящимся в передней части волны, в итоге будет смещаться с запада на восток.

Следует иметь в виду, что перестройка барического поля может привести не только к изменению скорости перемещения фронта, но в ряде случаев и к изменению направления. При этом холодный фронт становится теплым, а теплый — холодным. Чаще всего это происходит в следующих синоптических ситуациях:

— при вовлечении фронта в систему циркуляции приближающегося нового циклона;

- при приближении теплого фронта к усиливающемуся антициклону, в результате чего он начинает попятное движение, став, таким образом, холодным фронтом;
- при изменении положения центра циркуляции в обширном заполняющемся циклоне.

17.2. Прогноз эволюции атмосферных фронтов

Под *эволюцией фронтов* понимают процесс их обострения и размывания, проявляющийся в изменениях погодных характеристик в их области. Это понятие, в целом, более широкое, чем понятия фронтогенеза и фронтолиза, рассмотренные в п. 11.11, где основное внимание было сосредоточено на исследовании трехмерного параметра фронтогенеза F . Однако поскольку между полями метеорологических величин существует тесная взаимосвязь, то параметр фронтогенеза косвенно описывает изменение многих погодных характеристик в области фронта.

Действительно, формула (11.28) указывает на связь параметра фронтогенеза со сходимостью воздушных течений на фронте и распределением вертикальных движений, что, в свою очередь, определяет в значительной степени формирование фронтальных облачных полей и зон осадков. Поэтому выводы, которые были сделаны в п. 11.11, относительно условий фронтогенеза и фронтолиза в полной мере применимы при прогнозе эволюции фронтальных разделов. Так, в частности, по формулам (11.31) и (11.32), а также рабочим формулам (11.34) при наличии прогностических карт геопотенциала и вертикальных движений можно оценить значение параметра фронтогенеза и сделать выводы о характере ожидаемой эволюции фронта.

Использование параметра фронтогенеза при оценке эволюции фронта имеет преимущество перед непосредственным расчетом изменения горизонтального градиента температуры в его области по формуле (11.24), представленной в конечных разностях. Причиной этого является различие в масштабах фронтальных контрастов температуры и формирующих их полей адвекции. Принципиально нельзя непосредственно определять фронтальные градиенты температуры, которые являются мезомасштабными, по данным сравнительно редкой аэрологической сети с шагом конечно-разностной аппроксимации в несколько сотен километров, тогда как рассчитывать по этим данным параметр фронтогенеза вполне возможно.

Поскольку, однако, все эти расчеты могут носить ориентировочный характер, то целесообразно при оценке эволюции фронтов пользоваться установленными при оперативной работе качественными правилами.

Тесная связь между интенсивностью конвергенции в слое трения и интенсивностью вертикальных движений, а следовательно,

и активностью процессов облакообразования и выпадения осадков, указывает на зависимость эволюции атмосферных фронтов от структуры барического поля в их области. Так как интенсивность конвергенции воздушных течений пропорциональна значению лапласиана давления

$$\nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = k \frac{\partial p}{\partial n} + \frac{\partial^2 p}{\partial n^2}, \quad (17.4)$$

где k — кривизна изобар, а ось n направлена по касательной к приземной линии фронта (оси ложбины) в сторону более высоких значений p , то при ожидаемом увеличении глубины ложбины (кривизны изобар) следует прогнозировать обострение фронта. Наоборот, если ожидается, что ложбина, в которой лежит фронт, будет становиться более плоской, особенно если предполагается уменьшение градиентов давления вдоль ее оси, то следует прогнозировать размывание фронта.

На периферии антициклона фронт обычно лежит в замаскированной ложбине. В этом случае в слое трения наблюдается односторонняя конвергенция: воздух притекает к фронту только со стороны высокого давления, со стороны низкого давления наблюдается его отток. Поэтому фронты здесь чаще всего бывают размытыми.

Мала сходимость воздушных течений на фронтах, лежащих в плоских ложбинах. Такие быстро смещающиеся фронты у поверхности Земли также бывают размытыми.

Определенное представление об ожидаемой эволюции фронта можно составить по барическим тенденциям: увеличение во времени разности барических тенденций по обе стороны фронта при неизменной скорости его перемещения свидетельствует о процессе углубления фронтальной ложбины и обострении фронта. При уменьшении разности барических тенденций фронт размывается. Прогноз эволюции фронта сводится к экстраполяции полученных результатов на прогностический период.

Степень выраженности фронта в погодных характеристиках зависит от угла его наклона. Чем больше угол наклона фронта, тем больше, при прочих равных условиях, скорость восходящих вертикальных движений в теплом воздухе и, естественно, тем более вероятно образование мощного фронтального облачного массива и возникновение обширных зон осадков. В связи с этим при прогнозе эволюции погодных условий в зоне фронта нужно учитывать возможность изменения угла его наклона. Следует иметь в виду, что изменение угла наклона фронтального раздела зависит от распределения ветра с высотой. Ослабление ветра в приземном слое и нижней части пограничного слоя под влиянием трения о подстилающую поверхность приводит к уменьшению угла наклона теплого фронта и увеличению угла наклона холодного фронта. Если направление ветра с высотой существенно не меня-

ется, а скорость его растет с высотой, то тенденция к уменьшению угла наклона теплого фронта и увеличению угла наклона холодного фронта будет сохраняться.

Трансформация воздушных масс, находящихся по обе стороны фронта, как правило, способствует размыванию фронта и должна учитываться при прогнозе эволюции фронтов. Кроме того, необходимо учитывать возможные изменения влажности этих воздушных масс, особенно теплой, а также изменения температурной стратификации, в особенности если эти изменения могут привести к возникновению или интенсификации влажнонеустойчивости. Поскольку в процессе развития и существования циклона в его циркуляцию вовлекаются все новые и новые массы воздуха со свойствами, несколько отличными от тех, в которых первоначально возник циклон, то это может оказать влияние на эволюцию фронтов и погодных условий в их области. Это, например, хорошо заметно по изменению фронтальной облачности и зон осадков в циклонах, перемещающихся летом с Атлантического океана на европейскую часть СССР и Западную Сибирь. По мере перемещения циклона к востоку воздушная масса, вовлекаемая в теплый сектор, становится все более и более сухой, что приводит к деградации фронтальных облачных систем и ослаблению или даже прекращению осадков, хотя контрасты температуры на фронтах могут быть еще значительными.

Процесс возникновения фронтального раздела описан в п. 11.11. Что касается размывания фронтов, то наиболее часто он связан с процессом окклюдирования циклона, последующего превращения фронта окклюзии во вторичный фронт, признаки которого постепенно исчезают при заполнении циклона. В ряду случаев теплые фронты в циклонах вообще не возникают. Иногда теплый фронт не выражен у первого циклона серии, когда вынос теплого воздуха с юга происходит по северной и северо-западной периферии заключительного антициклона предыдущей серии. В этих условиях нет возможностей для возникновения конвергентной зоны и, следовательно, образования теплого фронта. Теплые фронты отсутствуют в циклонах, в которых вихревые течения возникают сначала на высотах, а затем распространяются вниз до поверхности Земли. В свободной атмосфере такие циклоны вначале являются бесфронтальными и только после появления циклонического вихря в слое приземного трения в нем возникает конвергенция воздушных течений. В результате формируется обычно только один холодный фронт.

В тех случаях, когда можно достаточно уверенно на спутниковых снимках идентифицировать фронтальные облачные системы, возможно привлечение снимков для прогноза эволюции фронтов в той мере, в какой эта эволюция связана с изменением структуры фронтальных облачных полей. При этом следует иметь в виду, что признаком активизации хорошо выраженного в термобарическом

поле фронта, но с отсутствием на нем облачности, может быть появление на некотором удалении от него облачных полос. С другой стороны, фронтальная облачность может некоторое время сохраняться, несмотря на исчезновение признаков фронта в термобарическом поле. Других сколько-нибудь надежных особенностей в структуре фронтальной облачности, которые позволили бы только по спутниковым снимкам судить об изменениях характеристик фронта, пока не установлено.

Вместе с тем спутниковые фотографии весьма полезны для прогноза эволюции самой облачности, связанной с фронтами. При этом используется экстраполяция, причем на тем больший промежуток времени, чем больше должны быть размеры фронтальных облачных полей. Так, если фронтальная облачная система имеет протяженность 500—1500 км и обнаруживается на трех последовательных снимках с 12-часовым интервалом, то с учетом тенденции ее эволюции можно дать экстраполяционный прогноз на срок до 24 ч. Для облачных полей размерами 100—500 км допустима экстраполяция предшествующего 12-часового изменения только на последующие 12 ч.

ГЛАВА 18. ПРОГНОЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

18.1. Прогноз горизонтального перемещения оси струйного течения

В наиболее полном объеме формулировка прогноза струйного течения должна включать сведения об изменении его положения и интенсивности. При этом под прогнозом положения струйного течения обычно понимают предсказание смещения оси струйного течения по горизонтали и вертикали, а под прогнозом интенсивности — предсказание изменения скорости ветра на оси или, в более общем случае, распределения ветра относительно ее.

Из способов прогноза горизонтального перемещения оси струйного течения наибольшее практическое применение в службе погоды Советского Союза нашел *метод прямоугольника*, предложенный Е. Рейтером. Метод основан на предположении, что струйное течение, а следовательно, и его ось перемещаются вместе с осредненным по большой площади потоком на поверхности 300 гПа. Исходным материалом для составления прогноза служат карты максимального ветра и AT_{300} за исходный срок.

Для построения карты ожидаемого через 24 ч положения оси струйного течения на исходную карту AT_{300} переносится положение

его оси с карты максимального ветра. Выбираются точки на оси струйного течения, положение которых необходимо прогнозировать. Выбор числа точек зависит от конкретной ситуации и от сложности конфигурации оси струйного течения. Затем в окрестностях каждой точки на изобарической поверхности 300 гПа производится осреднение потока по области, ограниченной меридианами $(\lambda_0 - 10^\circ)$, $(\lambda_0 + 10^\circ)$ и параллелями $(\varphi - 7,5^\circ)$, $(\varphi + 7,5^\circ)$, где λ_0 и φ_0 — координаты точки на оси, смещение которой прогнозируется (рис. 18.1).

Осреднение меридиональной составляющей производится по формуле

$$\sum \Delta_\varphi H = (H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6), \quad (18.1)$$

где H_i — значение H_{300} в гп. дам в точке i ($i=1, 2, \dots, 8$) сетки, представленной на рис. 18.1.

Действительно, $\sum \Delta_\varphi H$ пропорционально осредненному по площади широтному градиенту геопотенциала, поэтому оно характеризует среднюю меридиональную составляющую переноса над всем прямоугольником. Аналогично зональная составляющая осредненного потока рассчитывается по формуле

$$\sum \Delta_\lambda H = (H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3). \quad (18.2)$$

Ожидаемое за сутки перемещение точки на оси струйного течения вычисляется по уравнениям регрессии:

$$\begin{aligned} D_\lambda &= 0,1 \sum \Delta_\varphi H \text{ градусов широты,} \\ D_\varphi &= 0,1 \sum \Delta_\lambda H \text{ градусов долготы.} \end{aligned} \quad (18.3)$$

При $D_\lambda > 0$ смещение точки на оси происходит к северу, при $D_\lambda < 0$ — к югу; при $D_\varphi > 0$ точка на оси струйного течения смещается к востоку, при $D_\varphi < 0$ — к западу.

Проверка метода показала, что прогноз смещения оси струйного течения в горизонтальном направлении на 24 ч при допуске ± 300 км имеет оправдываемость около 80 %.

Несколько модификаций метода прямоугольника предложили Б. А. Осипов и Г. И. Шмелер. Первый исходил из того, что струйное течение перемещается с воздушным потоком, осредненным не только по площади, но и по высоте. Очевидно, реализация такого подхода требует предварительного расчета среднего ветра в слое, в пределах которого располагается струйное течение, и, следовательно, предварительной оценки его вертикальной протяженности.

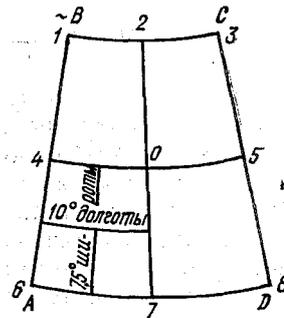


Рис. 18.1. Схема расположения точек, в которых снимаются значения H_{300} для расчета характеристик осредненного потока для точки O.

Однако эти операции довольно трудоемки и выполнение их не всегда возможно из-за отсутствия достаточного количества данных наблюдений. Поэтому вместо карты среднего ветра для слоя, в котором находится струйное течение, используют карту среднего геопотенциала (среднего ветра) для слоя 0—6 км, данные для составления которой получают по формуле

$$H_{0-6} = \frac{1}{6} (0,75H_{1000} + 1,5H_{850} + 1,75H_{700} + H_{500}). \quad (18.4)$$

Ось струйного течения с карты максимального ветра переносится на карту среднего геопотенциала за тот же срок наблюдения. Затем выбираются точки на оси струйного течения, перемещение которых желательно прогнозировать. При этом следует отдавать предпочтение точкам, находящимся на тех участках оси струйного течения, на которых она составляет сравнительно большой угол со средними изогипсами слоя 0—6 км.

Опытным путём установлено, что наилучшие результаты прогноза получаются при осреднении потока в слое 0—6 км по площади четырехугольника, аналогичного приведенному на рис. 18.1, но со сторонами 10° по долготе и широте. Уравнения регрессии для расчета составляющих суточного перемещения точек на оси струйного течения имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} D_\lambda &= 0,2 \sum \Delta_\phi H \text{ градусов широты,} \\ D_\phi &= 0,2 \sum \Delta_\lambda H \text{ градусов долготы,} \end{aligned} \quad (18.5)$$

где $\sum \Delta_\phi H$ и $\sum \Delta_\lambda H$ вычисляются по формулам (18.1) и (18.2) с использованием значений, снятых с карты среднего геопотенциала слоя 0—6 км.

Дальнейшие исследования показали, что без уменьшения точности прогнозирования можно ограничиться осреднением потока только по высоте, т. е. отказаться от трудоемких операций снятия данных в узлах сетки и от расчета осредненных по площади составляющих переноса по формулам (18.1) и (18.2). Скорости перемещения точек на оси в этом случае определяются с помощью градиентной линейки. Для этого находится нормальная к оси струйного течения составляющая среднего ветра в слое 0—6 км в точке на оси. Суточное перемещение оси струйного течения рассчитывается по следующему уравнению регрессии:

$$S = 12v, \quad (18.6)$$

где S — нормальная составляющая перемещения оси струйного течения в километрах за сутки, v — нормальная к оси струйного течения составляющая скорости среднего ветра в слое 0—6 км.

Наибольшие ошибки прогнозов получаются тогда, когда направление ветра на изобарической поверхности 200 гПа существенно отличается от направления ветра на поверхности 300 гПа. Такие условия чаще всего характерны для тех районов, где ось

струи огибает высотную ложбину или гребень. В этом случае следует вводить поправку S' в прогностическое значение суточного перемещения оси струйного течения, полученное по уравнению регрессии (18.6). Эта поправка рассчитывается по формуле

$$S' = 12 (v_{200} - v_{300}), \quad (18.7)$$

где v_{200} — средняя на данном участке нормальная к оси струйного течения составляющая фактического ветра на поверхности 200 гПа, км/ч; v_{300} — то же на поверхности 300 гПа, км/ч.

Осреднение фактической скорости ветра на изобарических поверхностях 200 и 300 гПа производится по данным станций, расположенных на расстоянии до 300 км от выбранной точки на оси струйного течения.

Оправдываемость прогноза горизонтального переноса оси струйного течения по карте среднего геопотенциала слоя 0—6 км с использованием градиентной линейки и с учетом поправки на ветер в слое 300—200 гПа при допуске ± 300 км равна 84 %.

В целях дальнейшего сокращения времени на разработку прогноза горизонтального перемещения оси струйного течения вместо карты среднего геопотенциала слоя 0—6 км можно использовать карту середины этого слоя, т. е. карту AT_{700} , и при расчете поправки на ветер в слое 300—200 гПа заменить среднее значение фактического ветра вблизи точки на оси струйного течения геострофическим ветром. Точность прогноза в этом случае уменьшится незначительно. Так, оправдываемость прогноза горизонтального перемещения оси струйного течения по карте AT_{700} с использованием градиентной линейки и с учетом геострофического ветра в слое 300—200 гПа при допуске ± 300 км равна 79 %.

При предварительной оценке ожидаемого горизонтального перемещения оси струйного течения можно предположить, что ось струйного течения в ближайшие 24 ч останется на одной и той же изогипсе AT_{300} . Для прогноза следует перенести ось струйного течения на карту AT_{300} и определить изогипсу, вдоль которой она в среднем располагается. Затем на прогностической карте AT_{300} надо найти эту изогипсу. В первом приближении можно считать, что ее положение совпадает с ожидаемым положением оси струйного течения.

18.2. Прогноз эволюции струйного течения

Прогноз интенсивности струйного течения и высоты его оси на 24 ч может быть дан по методу прогноза высоты и уровня максимального ветра, предложенному Н. В. Петренко. В качестве исходных материалов используются карта максимального ветра в исходный момент, прогностические карты AT_{500} и AT_{300} и результаты прогноза горизонтального перемещения оси струйного течения. Точки, для которых производится предвычисление высот оси

струйного течения и скорости ветра на ней, выбираются на прогностической оси.

Метод прогноза основывается на использовании зависимости между скоростью ветра на оси струйного течения и скоростью ветра на ниже- и вышележащих изобарических поверхностях p_0 и p . Эта зависимость может быть представлена в виде соотношений:

$$\begin{aligned} V_m &= V_{p_0} + \Gamma_b (H_m - H_{p_0}), \\ V_m &= V_p + \Gamma_a (H_p - H_m), \end{aligned} \quad (18.8)$$

где V_m — скорость ветра на оси струйного течения; H_m — высота оси струйного течения в гп. дам; V_{p_0} , V_p — скорости ветра в м/с на изобарических поверхностях p_0 и p , первая из которых лежит под уровнем максимальной скорости ветра H_m на высоте H_{p_0} в гп. км, а вторая — над ним на высоте H_p в тех же единицах; Γ_b — абсолютный вертикальный градиент вектора скорости ветра в слое 1 гп. км между поверхностью p_0 и уровнем максимального ветра; Γ_a — абсолютный вертикальный градиент вектора скорости в таком же слое между поверхностью p и уровнем H_m .

Решая совместно уравнения (18.8), получим:

$$\begin{aligned} H_m &= \frac{V_p - V_{p_0} + \Gamma_a H_p + \Gamma_b H_{p_0}}{\Gamma_a + \Gamma_b}, \\ V_m &= \frac{V_p + V_{p_0} \Gamma_a / \Gamma_b + \Gamma_a (H_p - H_{p_0})}{1 + \Gamma_a / \Gamma_b}. \end{aligned} \quad (18.9)$$

В формулы (18.9) надо подставить средние значения абсолютных вертикальных градиентов скорости ветра Γ_b и Γ_a , вычисленные для соответствующего физико-географического района в зависимости от величин V_{p_0} и V_p на прогностических картах изобарических поверхностей p_0 и p . Средние значения Γ_b и Γ_a находят по графикам, описывающим эмпирическую зависимость Γ_b и Γ_a от скорости ветра на прогностических картах АТ₅₀₀ и АТ₃₀₀. Пример такого графика приведен на рис. 18.2.

Если в исходный срок ось струйного течения на карте максимального ветра располагается между поверхностями $p_0 = 500$ гПа и $p = 300$ гПа, то формулы (18.10) будут иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} H_m &= \frac{V_{300} - V_{500} + \Gamma_a H_{300} + \Gamma_b H_{500}}{\Gamma_a + \Gamma_b}, \\ V_m &= \frac{V_{300} + V_{500} \Gamma_a / \Gamma_b + 3,6 \Gamma_a}{1 + \Gamma_a / \Gamma_b}. \end{aligned} \quad (18.10)$$

В формулах (18.10) коэффициент 3,6 представляет собой разность высот изобарических поверхностей 500 и 300 гПа в гп. км по данным стандартной атмосферы.

Если на исходной карте максимальных ветров ось струйного течения находится выше изобарической поверхности 300 гПа, то $p_0 = 300$ гПа и $p = 200$ гПа. В таких случаях требуются прогностические карты AT_{300} и AT_{200} . Однако на результатах предвычисления AT_{200} сказывается тот факт, что в высоких и умеренных широтах тропопауза обычно находится между изобарическими поверхностями 300 и 200 гПа. Поэтому прогноз скорости ветра на уровне поверхности 200 гПа часто бывает менее точным, чем на изобарической поверхности 300 гПа. Чтобы исключить необходимость прогноза ветра на поверхности 200 гПа, когда ось струйного течения на исходной карте максимального ветра расположена выше 300 гПа, предложены другие формулы для предвычисления высоты оси струйного течения и его интенсивности по результатам прогноза AT_{500} и AT_{300} . Они получены на основе зависимости между скоростью ветра на оси струйного течения и скоростью ветра на двух нижележащих поверхностях (500 и 300 гПа). Эта зависимость может быть представлена в виде таких двух соотношений:

$$\begin{aligned} V_m &= V_{500} + \Gamma_0 (H_m - H_{500}), \\ V_m &= V_{300} + \Gamma (H_m - H_{300}). \end{aligned} \quad (18.11)$$

Здесь Γ_0 — абсолютный средний вертикальный градиент скорости ветра в слое между поверхностью 500 гПа и уровнем максимальной скорости H_m ; Γ — та же величина в слое между поверхностью 300 гПа и H_m . В результате совместного решения соотношений (18.11) получаем следующие формулы:

$$\begin{aligned} H_m &= \frac{\Gamma H_{300} - \Gamma_0 H_{500} - V_{300} + V_{500}}{\Gamma - \Gamma_0}, \\ V_m &= \frac{\Gamma V_{500} - \Gamma_0 V_{300} + \Gamma_0 \Gamma H_{300} - H_{500}}{\Gamma - \Gamma_0}. \end{aligned} \quad (18.12)$$

Формулы (18.12) следует применять, когда в исходный срок $H_m > H_{300}$, а по прогностическим картам $V_{300} \geq V_{500} + 3\Gamma_0$. Средние значения Γ_0 и Γ определяются по эмпирической зависимости их от V_{500} и V_{300} с помощью графика, аналогичного приведенному на рис. 18.2.

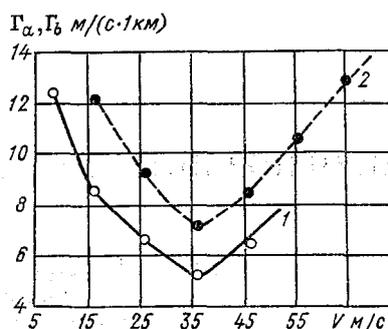


Рис. 18.2. Зависимость средних значений Γ_0 от скорости ветра на изобарической поверхности 500 гПа (1) и Γ от скорости ветра на изобарической поверхности 300 гПа (2). По Н. В. Петренко.

ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

- Глава 19. Прогноз ветра и явлений погоды, связанных с ветром
- Глава 20. Прогноз температуры, влажности воздуха и заморозков
- Глава 21. Прогноз туманов и видимости
- Глава 22. Прогноз неконвективной облачности, обложных и морозящих осадков
- Глава 23. Прогноз конвективной облачности, ливневых осадков и гроз
- Глава 24. Прогноз гололеда, изморози и гололедицы

ГЛАВА 19. ПРОГНОЗ ВЕТРА И ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ, СВЯЗАННЫХ С ВЕТРОМ

19.1. Прогноз ветра у поверхности Земли

В краткосрочных прогнозах погоды общего пользования указываются наиболее вероятные градации осредненных за некоторый момент времени скорости и направления ветра на уровне флюгера. Направление ветра в прогнозах общего пользования и для морских акваторий указывается в четвертях горизонта, на высотах (в авиационных прогнозах) — в десятках градусов через 1 км. Скорость ветра в прогнозах общего пользования дается в м/с в интервале до 5 м/с, а в авиационных прогнозах — одним наиболее вероятным значением.

Если ожидаются кратковременные усиления ветра до значений, соответствующих опасному явлению (ОЯ) и более, то в формулировке прогноза указывается, что он будет порывистым, причем максимальная скорость ветра (градация) дается при порывах.

Прогноз средних скоростей и направления ветра в суточном прогнозе погоды (на ночь и на день) в первом приближении осно-

вываается на результатах прогноза приземного барического поля. Для скорости используется формула

$$V = kV_g. \quad (19.1)$$

Значение коэффициента k в этой формуле зависит от многих факторов, на что уже указывалось в гл. 4. Учет большинства их может быть произведен как количественно, так и качественно. В первую очередь следует отметить, что учет кривизны изобар на прогностических картах приземного давления на фоне более существенного влияния на количественное соотношение между скоростями действительного и геострофического ветра других причин чаще всего не дает желаемого прогностического эффекта. Поэтому рекомендуется заменять в формуле (19.1) V_g на V_{gr} в тех случаях, когда в прогностический период ожидается:

- приобретение изобарами в тылу циклонов антициклонической кривизны вместо имевшейся в исходный момент циклонической;
- приобретение изобарами на периферии антициклона циклонической кривизны вместо имевшейся антициклонической в исходный момент;
- углубление ложбин и усиление гребней.

Действительный ветер на уровне флюгера по скорости обычно меньше градиентного и отклоняется от направления изобар в сторону низкого давления в среднем над морем на 15° , над равниной на 30° , а над холмистой местностью на 45° и более. Отличие действительного ветра от градиентного в первую очередь зависит от шероховатости подстилающей поверхности. Поэтому, как уже упоминалось ранее, значение k над сушей примерно равно 0,5—0,6, а над водной поверхностью 0,7. Естественно, что над равниной действительный ветер по скорости и направлению ближе к градиентному, чем над холмистой, а тем более горной местностью. При больших скоростях действительного ветра его отклонение от направления изобар меньше, чем при малых скоростях. Что касается отклонения скорости действительного ветра от градиентного, то при больших скоростях меньше относительные отклонения и больше абсолютные значения отклонений, а при малых скоростях наоборот.

Влияние суточного хода температуры у поверхности Земли на скорость ветра, как правило, следует учитывать только при ожидаемой по прогнозу внутримассовой погоде на станции. Действительно, при фронтальном типе погоды, особенно со сплошной низкой облачностью, суточный ход температуры практически отсутствует. Поэтому изменения скорости и направления ветра в течение прогностического периода определяются в основном непериодическими изменениями полей давления, температуры, вертикальных движений, облачности, связанными с фронтальными разделами.

Суточный ход скорости ветра может быть небольшим и при внутримассовой погоде, когда наблюдается низкая подыверсионная облачность, которая, например, характерна зимой для западных периферий стационарных антициклонов с малыми горизонтальными градиентами давления. В такой ситуации, в связи со слабым вертикальным (межуровненным) обменом количеством дви-

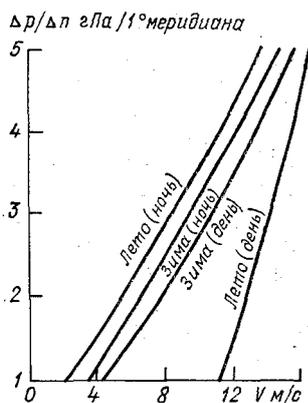


Рис. 19.1. Пример графика для краткосрочного прогноза скорости ветра.

жжения, скорость действительного ветра бывает в 2—3 раза меньше скорости градиентного ветра. Наоборот, летом при таком же синоптическом положении и безоблачной погоде, когда за счет интенсивного прогрева воздуха у подстилающей поверхности и активного турбулентного обмена в пограничном слое устанавливается сухонеустойчивая стратификация, скорость действительного ветра может превышать скорость градиентного ветра в 2—3 раза.

Таким образом, отклонение действительного ветра от градиентного, учитываемое в формуле (19.1) коэффициентом k , зависит от интенсивности обмена количеством движения между приземным слоем и более высокими слоями тропосферы. Поскольку интенсивность таких внутримассовых обменных процессов зависит в первую очередь от времени суток, состояния облачного покрова и самой скорости ветра (значения барического градиента), то при использовании этих характеристик могут быть построены прогностические зависимости, причем в качестве предикторов могут быть привлечены тип синоптического положения, состояние облачного покрова, время года и суток и т. п. В качестве примера на рис. 19.1 показана зависимость средней скорости ветра от прогностического значения барического градиента для станций, расположенных в степных и полустепных районах СССР, для условий малооблачной погоды на южной и западной перифериях антициклона. Такой график может применяться только при вышеуказанных метеорологических и синоптических условиях. Хорошо видно, как изменение условий, влияющих на развитие вертикального обмена количеством движения, меняет значение коэффициента пропорциональности между горизонтальным градиентом давления (скоростью градиентного ветра) и действительным ветром, т. е. как меняется значение коэффициента k в формуле (19.1).

Несомненное влияние на зависимость скорости действительного ветра от горизонтального градиента давления оказывают местные особенности рельефа и возникающие в связи с ним местные циркуляции. К ним относятся местные усиления и ослабления ветра

у береговой черты, связанные со сгущением линий тока у выдающихся в сторону моря деталей рельефа и с их разрежением у вогнутых участков береговой линии, усиление ветра у наветренных склонов горных хребтов при приближении фронтов, возникновение местных ветров при определенных синоптических положениях, таких как бора, фён и т. д. Поскольку все эти влияния носят исключительно региональный характер, то здесь ограничимся только упоминанием о них, оставляя их детальное рассмотрение в курсе «Региональные синоптические процессы и прогнозы». Заметим также, что для изучения таких процессов целесообразно использовать кроме «Руководства по краткосрочным прогнозам погоды» специальные учебные пособия¹.

С учетом перечисленных выше факторов, оказывающих влияние на отклонение средней скорости действительного ветра от скорости геострофического, для прогноза на 24—36 ч Е. П. Веселовым предлагается следующая формула:

$$V = V_1 + \Delta V_{кр} + \Delta V_{фр} + \Delta V_{нс} + \Delta V_{обм} + \Delta V_{кв}, \quad (19.2)$$

где V_1 — скорость геострофического ветра с поправкой на физико-географические условия с учетом ожидаемого направления изменения барического градиента в прогностический период; $\Delta V_{кр}$ — поправка на кривизну изобар; $\Delta V_{фр}$ — поправка на влияние атмосферных фронтов; $\Delta V_{нс}$ — поправка на нестационарность барического поля; $\Delta V_{обм}$ — поправка на межуровневый обмен количеством движения; $\Delta V_{кв}$ — поправка на влияние конвективных нисходящих движений.

В качестве исходных материалов для прогноза скорости ветра V используются прогностические карты приземного барического поля и положения приземных линий фронтов, а также прогнозы распределения с высотой температуры, точки росы, ветра и конвективных вертикальных движений. Алгоритм прогноза скорости ветра по формуле (19.2) изложен в Руководстве. Здесь рассмотрим только принципы, на которых основаны такие расчеты.

Основная составляющая правой части формулы (19.2) V_1 определяется по значению барического градиента на прогностической карте приземного давления в районе, для которого разрабатывается прогноз. Одновременно при расчете V_1 учитываются характер подстилающей поверхности и ожидаемое изменение барического градиента. Принимается во внимание и то, что наиболее значительные различия в отклонениях ветра от геострофического наблюдаются на границах между сушей и морем за счет резкого изменения свойств подстилающей поверхности. Кроме того, при определении V_1 учитывается в первом приближении особенность

¹ Хандожко Л. А. Региональные синоптические процессы.— Л.— Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1988; Региональные прогнозы погоды.— Л. Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1989.

адаптации полей давления и ветра. Эти особенности проявляются в том, что взаимное приспособление полей ветра и давления происходит не мгновенно, а спустя 3—6 ч. В каждый момент времени ветер определяется значением барического градиента, который был в данном районе несколько раньше. При ожидаемом увеличении барического градиента действительный ветер будет несколько меньше рассчитанного по прогностическому полю давления, а при ожидаемом уменьшении барического градиента он будет несколько больше рассчитанного. Практическое определение V_1 производится с помощью номограммы¹.

Поправка на кривизну изобар $\Delta V_{кр}$ вводится только при радиусе кривизны не более 1000 км. Поскольку скорость градиентного ветра при антициклонической кривизне изобар больше скорости геострофического ветра, а при циклонической кривизне, наоборот, меньше ее, то при антициклонической кривизне она положительна, а при циклонической — отрицательна. Если рассчитывать барический градиент в гПа/300 км, то при антициклонической кривизне изобар поправка на широтах 55—90° принимается равной 0,3 grad p м/с и на широтах 35—50° — равной 0,4 grad p м/с. При циклонической кривизне изобар поправка для всех широт считается одинаковой и равной — 0,1 grad p м/с.

Поправка на влияние атмосферных фронтов $\Delta V_{фр}$, равная 2 м/с, вводится тогда, когда в период действия прогноза ожидается прохождение через станцию холодного фронта или холодного фронта окклюзии. Опытным путем установлено, что в случае прохождения теплого фронта или теплого фронта окклюзии над европейской частью СССР такую поправку следует вводить только в случае, если изобары перед приземной линией фронта направлены с юго-запада на северо-восток.

Поправка на нестационарность барического поля $\Delta V_{нс}$ вводится в случаях выхода в район, по которому разрабатывается прогноз ветра, быстро перемещающегося или сильно углубляющегося циклона, когда наблюдается явное несоответствие между направлением действительного и геострофического ветра, т.е. тогда, когда угол между направлением изобар и вектора ветра близок к прямому. Значение поправки зависит от ожидаемого в районе, для которого разрабатывается прогноз, значения барического градиента. Она изменяется от 3 м/с при барическом градиенте 10 гПа/300 км и менее до 7,5 м/с при барическом градиенте 25 гПа/300 км. Определяется по таблице, имеющейся в Руководстве.

Поправка на межуровневый обмен количеством движения вводится в тех случаях, когда ожидается неустойчивая стратификация от подстилающей поверхности до уровня конвекции или сухобез-

¹ Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — С. 304, рис. 10.14.

различная стратификация от поверхности Земли до верхней границы распространения сухоадиабатического градиента. Эта поправка рассчитывается по формуле

$$\Delta V_{\text{обм}} = 0,6 (V_{\text{макс}} - V_0), \quad (19.3)$$

где $V_{\text{макс}}$ — максимальная скорость ветра в указанных слоях, определенная по прогностическим картам абсолютной топографии; V_0 — скорость ветра, рассчитанная по формуле (19.2) без учета двух последних членов. При прогнозе с заблаговременностью не более 12 ч можно воспользоваться фактическими данными ветрового зондирования в исходный момент для разработки прогноза.

Поправка на влияние конвективных нисходящих движений вводится в случае предполагаемого в период действия прогноза развития кучево-дождевой облачности. Она рассчитывается по формуле

$$\Delta V_{\text{кв}} = \bar{\omega} \bar{V} \cos \varphi / (1,8 \text{ grad } p), \quad (19.4)$$

где $\text{grad } p$ в гПа/300 км; $\bar{\omega}$ — средняя скорость вертикальных движений в кучево-дождевых облаках, в см/с, которую можно рассчитать по формуле (5.9); 1,8 — размерный коэффициент; \bar{V} — скорость ветра, рассчитанная по формуле (19.2), но с учетом только первых двух слагаемых в правой ее части.

Расчет по формуле (19.4) дает $\Delta V_{\text{кв}}$ в м/с.

Для практических целей большой интерес представляет прогноз максимальной скорости ветра при порывах. Один из таких методов прогноза, разработанный А. И. Снитковским, основан на представлении о том, что сильный порывистый ветер у поверхности Земли возникает при наличии в пределах пограничного слоя мезоструи и благоприятных условий для межуровневого обмена количеством движения. Исходными данными являются результаты температурно-ветрового зондирования. Заблаговременность прогноза определяется «сроком годности» исходных данных и составляет 8—12 ч. Прогноз разрабатывается в том случае, если в слое от подстилающей поверхности до уровня 2 км отмечается один или несколько максимумов скорости ветра не менее 15 м/с, т. е. мезоструя.

Одной из характеристик межуровневого обмена количеством движения является комплексный показатель

$$A = V_{\text{макс}} \Delta h / 1000, \quad (19.5)$$

где $V_{\text{макс}}$ — максимальная скорость ветра от поверхности Земли до высоты 2 км в м/с; Δh — толщина слоя или суммарная толщина слоев, если их несколько, в пределах которых скорость ветра 15 м/с и более, в метрах.

Апробация метода показала, что при $V_{\text{макс}} < 30$ м/с целесообразно исключить из значения Δh толщины слоев инверсии и инверсии, поскольку они уменьшают интенсивность обмена количе-

ством движения между приземным слоем и более высокими уровнями.

Второй характеристикой состояния атмосферы, влияющей на интенсивность межуровневого обмена, является температурная

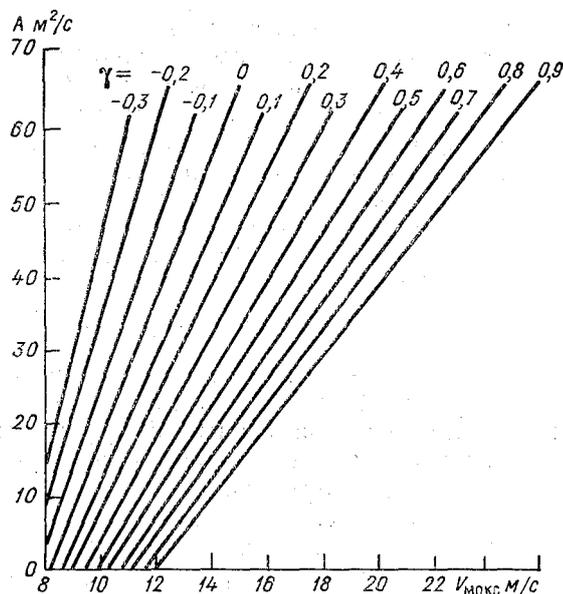


Рис. 19.2. График А. И. Снитковского для определения максимальной скорости ветра при порывах.

стратификация. Ее влияние учитывается через среднее значение вертикального градиента температуры $\bar{\gamma}$ в $^{\circ}\text{C}/100$ м, рассчитанного по разности предвычисленных на ближайшие 8—12 ч температур у земной поверхности и на уровне максимального ветра. Если максимумов скорости ветра в слое Земли — 2 км несколько и на некоторых из них наибольшие V_{\max} равны между собой, то за уровень V_{\max} берется наиболее низкий. Определение ожидаемой максимальной скорости ветра при порывах производится по графику, входными параметрами которого являются A и $\bar{\gamma}$ (рис. 19.2).

Другой метод прогноза максимальной скорости ветра при порывах на уровне флюгера основан на использовании прогностической карты AT_{850} и позволяет разрабатывать прогноз с упреждением до 24 ч. Так же как и предыдущий метод, его можно применять при наличии мезоструи, присутствие которой диагностируется по ожидаемой скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа: она должна быть более 15 м/с (примерно более 60 км/ч). Прогноз дается по графику, приведенному на рис. 19.3. Входным

параметром является скорость ветра, рассчитанная по прогностической карте AT_{850} (V_{850}). В формулировке прогноза указывается градация V_{\max} , границы которой определяются по кривым на поле графика. В приведенном примере прогностическое значение V_{\max} равно 20—22 м/с.

На атмосферных фронтах, особенно холодных, скорость ветра резко возрастает, иногда до 30 м/с и более. На территории СССР 91 % всех шквалов связан с фронтами, из них 74 % возникает на холодных фронтах. Поэтому прогноз максимальных скоростей ветра в зоне атмосферных фронтов представляет особый интерес.

Практически используется метод прогноза максимальной скорости ветра при порывах при прохождении через пункт холодного фронта, предложенный М. А. Мастерских. Прогноз разрабатывается с упреждением до 12 ч на текущий день. Исходные данные снимаются с приземной кольцевой карты за утренний срок. Они используются для прогноза давления и температуры у поверхности Земли в момент прохождения холодного фронта через пункт, для которого разрабатывается прогноз скорости ветра. Привлекаются прогностическая карта приземного поля давления и положения фронтальных разделов. Расчет производится по формуле

$$V_{\max} = 0,7 \sqrt{(4,8/\sin \varphi)^2 [(\Delta p)^2 + \alpha^2 (\Delta T)^2] + 64}, \quad (19.6)$$

где Δp — отнесенная к расстоянию 111 км (1° меридиана) разность ожидаемого давления в двух точках, лежащих на линии фронта. Эти точки должны отстоять от пункта, для которого дается прогноз, не более чем на ± 60 км; ΔT — разность между ожидаемыми приземными температурами в пункте, для которого разрабатывается прогноз и в холодном воздухе на расстоянии 50 км от этого пункта, в $^\circ\text{C}/50$ км; α — размерный множитель, равный $1 \text{ гПа}/(^\circ\text{C} \cdot 1^\circ \text{ меридиана})$.

19.2. Прогноз ветра в пограничном слое

Изменение ветра с высотой в пограничном слое существенно зависит от шероховатости подстилающей поверхности, рельефа, интенсивности межуровневого обмена количеством движения, направления и значения горизонтального градиента температуры. Поэтому

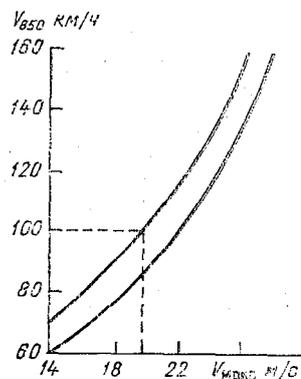


Рис. 19.3. График Н. А. Лебедевой для прогноза максимальной скорости ветра при порывах по прогностическому значению скорости ветра в мезоструе на изобарической поверхности 850 гПа.

формальная интерполяция при прогнозе ветра на разных высотах в пределах пограничного слоя на основе прогностических данных о скорости и направлении ветра у поверхности Земли и на изобарической поверхности 850 гПа (по прогностическим картам) не дает удовлетворительных результатов. Более высокую оправдываемость имеет прогноз, основанный на статистической интерполяции с введением поправок на указанные выше факторы, влияющие в первую очередь на интенсивность межуровневого обмена количеством движения.

По ожидаемому в момент действия прогноза значению скорости и направления ветра на уровне флюгера можно приближенно рассчитать скорость и направление ветра на различных уровнях пограничного слоя. Так, для центра европейской части СССР для холодного полугодия получены следующие статистические интерполяционные формулы:

$$V_h = V_0 + K_V (V_B - V_0), \quad (19.7)$$

$$d_h = d_0 + K_d (d_B - d_0), \quad (19.8)$$

где V_0 и d_0 — скорость и направление ветра на уровне флюгера (ожидаемые); V_B и d_B — скорость и направление ветра на верхней границе пограничного слоя.

Для пунктов с небольшим превышением над равнинной местностью можно принять за значения V_B и d_B ожидаемую скорость и направление ветра на изобарической поверхности 850 гПа. Значения коэффициентов K_V и K_d следующие:

h км	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
K_V	0	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0
K_d	0	0,4	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0

Значения этих коэффициентов получены при осредненной для данного района и времени года стратификации атмосферы. Таким образом, статистически учитывается шероховатость подстилающей поверхности и рельеф. Наибольшие отличия в прогностических значениях скорости и направления ветра от действительных будут наблюдаться при существенных отклонениях стратификации атмосферы от средней для данного времени года и района. Эти отклонения в значительной степени определяют отличия интенсивности межуровневого обмена количеством движения от среднего значения и отражают отклонения в распределении горизонтальных градиентов температуры в пограничном слое. Поэтому при наличии в пограничном слое хорошо выраженной инверсии температуры для уровней, находящихся ниже слоя инверсии, значения K_V и K_d будут несколько меньше приведенных. При неустойчивой или сухо-безразличной стратификации температуры эти коэффициенты нужно увеличивать.

Некоторую прогностическую информацию о скорости и направлении ветра в пограничном слое, а также в свободной атмосфере в ряде случаев можно почерпнуть из результатов анализа спутниковых фотографий облачности. Это возможно в тех случаях, когда над однородной подстилающей поверхностью располагаются мезомасштабные конвективные облачные системы в виде открытых и закрытых облачных ячеек и гряд, поскольку такие облачные образования находятся на высотах, близких к верхней границе пограничного слоя, и имеют небольшую вертикальную протяженность.

Мезомасштабные гряды кучевой облачности ориентируются по направлению ветра (табл. 19.1). Средние квадратические отклонения не превышают ошибок в определении взаимной ориентации по радиозондовым данным и спутниковым фотографиям облачности. Направление ветра с высотой меняется очень мало.

Таблица 19.1

Ориентация гряд облачности относительно воздушного потока ($\Delta\varphi^\circ$)

Параметр	Уровень				
	Земля	850 гПа	700 гПа	500 гПа	НГО
Среднее значение	-1,7	-1,6	-6,0	-1,9	-1,9
Среднее квадратическое отклонение	24,5	25,0	28,4	35,6	18,4
Число случаев	85	81	80	81	50

Таким образом, мезомасштабные облачные гряды являются надежным индикатором направления ветра в нижней части тропосферы. Пример приведен на рис. 19.4.

При оценке ожидаемой скорости ветра на верхней границе пограничного слоя (850 гПа) и выше можно при наличии прогноза скорости ветра у поверхности Земли в ситуациях с мезомасштабными конвективными облачными системами использовать следующие формулы:

— для открытых конвективных ячеек

$$V_{850} = V_0 + 2; V_{700} = V_0 + 4; V_{500} = V_0 + 11; \quad (19.9)$$

— для закрытых ячеек

$$V_{850} = V_0 + 1,5; V_{700} = V_0 + 2; V_{500} = V_0 + 4; \quad (19.10)$$

— для облачных гряд

$$V_{850} = V_0 + 4; V_{700} = V_0 + 6; V_{500} = V_0 + 14, \quad (19.11)$$

где V_0 — ожидаемая скорость ветра у поверхности Земли.

При полном отсутствии инструментальных измерений, синоптических карт (исходных и прогностических) и другой метеорологической информации, кроме спутниковых фотографий облачности, оценку скорости ветра можно произвести лишь очень прибли-

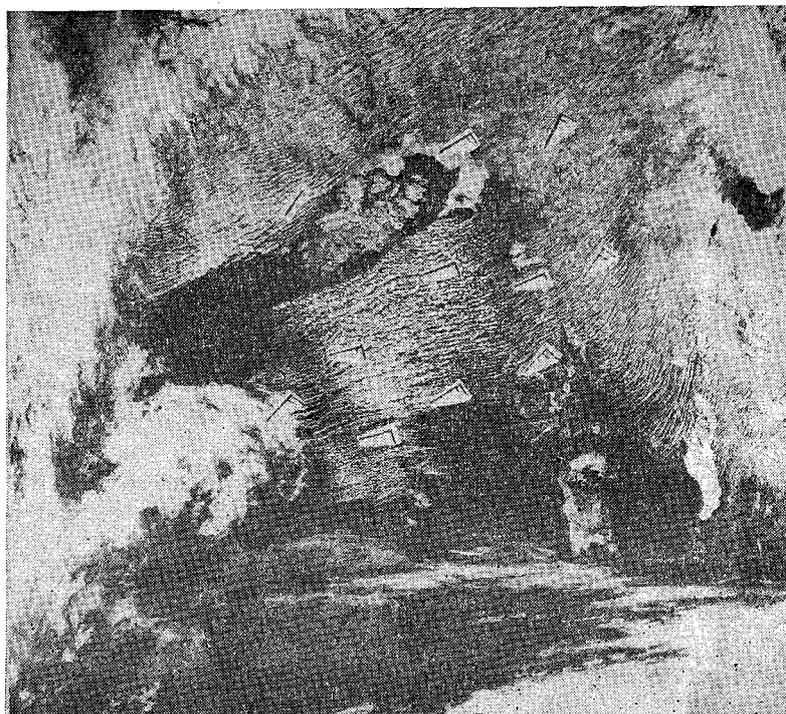


Рис. 19.4. Гряды кучевых облаков в районе Ботнического залива (данные о ветре — у поверхности Земли) по данным снимка в видимом диапазоне спектра 9 мая 1978 г., около 6 ч СГВ.

Таблица 19.2

Средние характеристики скорости ветра на различных высотах (м/с) при мезомасштабных конвективных облачных системах

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

женно с использованием статистических данных, приведенных в табл. 19.2.

Данные о скорости ветра, приведенные здесь, для ячеек получены по данным судовых измерений в океанах, а данные для гряд соответствуют условиям суши. Поэтому при оценке скорости ветра по грядам облачности над океаном нужно увеличить табличные данные в 2 раза.

19.3. Прогноз ветра на высотах

Прогноз ветра на высотах разрабатывается с помощью прогностических карт абсолютной топографии, построенных по гидродинамическим методам с заблаговременностью 12, 18, 24 и 36 ч по исходным данным за 00 и 12 ч СГВ. В прогнозе, как правило, указывается ветер на геометрических высотах, для чего производится интерполяция между значениями скорости и направления ветра на изобарических поверхностях на данные высоты, если между этими изобарическими поверхностями не находится уровень максимального ветра.

Скорость ветра на прогностических картах АТ рассчитывается по геострофической или градиентной модели. Чаще всего она определяется с помощью градиентной линейки, а затем, если это требуется, вводится поправка на кривизну изогипс, поскольку, как уже указывалось в гл. 4, при криволинейных изогипсах градиентный ветер в свободной атмосфере отличается от действительного меньше, чем геострофический. Поправка определяется с помощью коэффициентов перехода от скорости геострофического ветра к скорости градиентного ветра по формуле

$$V_{gr} = kV_g. \quad (19.12)$$

Значение k в формуле (19.12) определяется по номограммам с входами: радиус кривизны изогипс и скорость геострофического ветра (рис. 19.5).

В тех случаях, когда радиус кривизны антициклонических изогипс меньше критического, то рассчитывают скорость геострофического ветра. При этом в большинстве случаев разница скоростей геострофического и действительного ветра не превышает 20 %, что укладывается в пределы допустимой ошибки прогноза скорости ветра.

В первом приближении принимается, что прогностическое направление ветра на высотах совпадает с направлением изогипс на прогностических картах АТ.

Однако, как уже было показано в гл. 4, в областях сходимости и расходимости изогипс, резкого изменения их кривизны вдоль воздушного потока, которое отмечается в вершинах гребней и подошвах ложбин, при быстрых перестройках барического поля, как правило, действительный ветер отклоняется от направления

изогипс. В среднем эти отклонения не очень велики. Так, например, действительный ветер на изобарической поверхности 500 гПа во внетропических широтах отклоняется от направления изогипс в 67 % случаев менее чем на 15° , а на изобарической поверхности 300 гПа — в 85 % случаев менее чем на 20° . В вершинах гребней

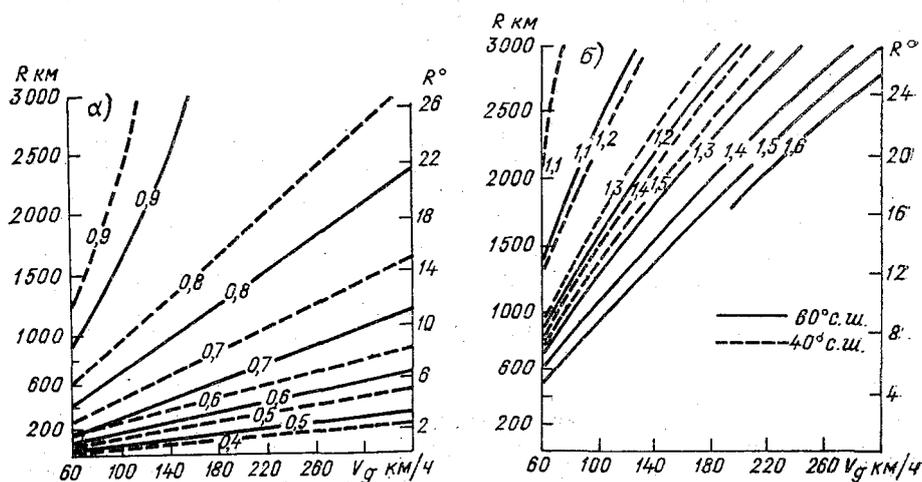


Рис. 19.5. Номограммы для определения коэффициентов перехода от геострофического ветра к градиентному при циклонической (а) и антициклонической (б) кривизне изогипс.

R — радиус кривизны изогипс в километрах и градусах меридиана, V_g — скорость геострофического ветра.

и подошвах ложбин действительный ветер отклоняется от изогипс в среднем на 10 — 13° . Таким образом, отклонения направления действительного ветра от градиентного в среднем близки к точности измерения направления при температурно-ветровом радиозондировании.

В итоге можно сделать вывод, что, хотя в среднем отклонения действительного ветра от градиентного по скорости и направлению близки к точности измерений и к допустимым ошибкам прогноза, все же целесообразно в случаях, когда структура барического поля указывает на возможность значительных отклонений, дать им качественную оценку и учесть при окончательной формулировке прогноза.

Некоторые возможности экстраполяционного прогноза скорости и направления ветра в свободной атмосфере открывает использование спутниковых фотографий облачности. Для этого могут быть привлечены данные табл. 19.1 и 19.2, а также формулы (19.9)—(19.11). Кроме того, для оценки и прогноза скорости ветра в верх-

ней тропосфере возможно использование особенностей структуры массивов кучево-дождевых облаков.

В тех случаях, когда в верхней тропосфере над облачным массивом преобладает воздушный поток одного направления, с подветренной его стороны можно заметить шлейф перистых облаков, вытянутый в направлении ветра в верхней тропосфере. Таким образом, по ориентации шлейфов перистых облаков можно оценить и экстраполировать направление ветра. Пример приведен на рис. 19.6, где в районе 52° с. ш. и 83° в. д. хорошо заметны два крупных массива кучево-дождевой облачности. Из них в северо-восточном направлении (стрелка без оперения) отделяются шлейфы перистой облачности, что совпадает с направлением ветра на изобарических поверхностях 300 и 200 гПа (стрелка с оперением).

Определить скорость ветра не представляется возможным. Можно только ориентироваться на то, что при сильных ветрах шлейф перистых облаков на наветренной стороне бывает слабо-развитым или вообще отсутствует, тогда как при слабых ветрах он распределен по периметру облачного массива более или менее однородно. Кроме того, в тыловой части массива кучево-дождевых облаков часто, как это видно на рис. 19.6, образуется безоблачное пространство. В ближайшее время направление ветра будет совпадать с вектором, направленным из центральной части области прояснения в центральную часть облачного массива.

19.4. Прогноз шквалов

Под *шквалом* понимается резкое усиление ветра у поверхности Земли в течение короткого времени, сопровождающееся изменениями его направлений. Скорость ветра при шквале нередко превышает 20—30 м/с, причем она значительно больше градиентной, рассчитанной по полю изобар на приземной карте погоды. Продолжительность прохождения шквала через станцию обычно не превышает нескольких минут, хотя известны отдельные случаи, когда шквал продолжался 10—15 мин и более.

Шквалы связаны с мощными кучево-дождевыми облаками, поэтому время их существования как перемещающихся мезомасштабных объектов составляет несколько часов. В результате на местности возникает узкая шкваловая полоса шириной от нескольких сотен метров до нескольких километров и протяженностью до сотни километров:

Шквалы обычно сопровождаются ливнями и грозами, часто с выпадением града. Известны случаи сухих шквалов, когда при низкой влажности подоблачного слоя выпадающие осадки испаряются, не достигая поверхности Земли.

Перед шквалом, как правило, давление сильно падает. При шквале оно резко растет в течение нескольких десятков минут,

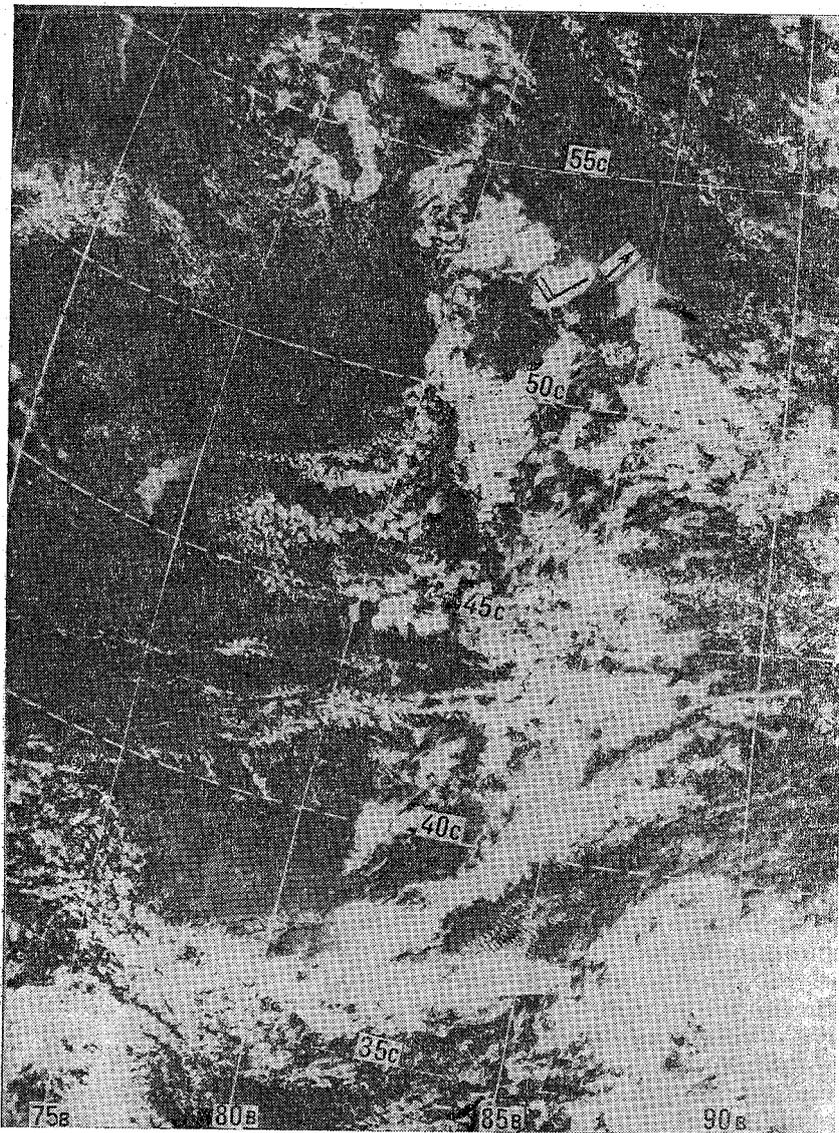


Рис. 19.6. Определение направления ветра в верхней тропосфере по ориентации шлейфов перистых облаков, отделяющихся от массивов кучево-дождевых облаков, по данным снимка в видимом диапазоне спектра 19 июля 1975 г., 10 ч 32 мин СГВ.

а после прекращения ливневого дождя вновь падает. Температура воздуха при шквале резко понижается. После прекращения шквала чаще всего она немного повышается, но остается более низкой по сравнению с температурой до шквала. Падение температуры и рост давления при шквале связаны с выпадением ливневого дождя и охлаждением воздуха в его зоне.

Вследствие сильных восходящих движений воздуха в передней части кучево-дождевого облака и нисходящих в его тыловой части возникает вихрь с горизонтальной осью, нижняя часть которого достигает поверхности Земли — шквальный вихрь (рис. 19.7). Нисходящие движения в тыловой части кучево-дождевого облака связаны с опусканием охлаждающегося осадками воздуха, с избытком компенсирующим адиабатическое его нагревание по влажноадиабатическому закону. Шквальный вихрь появляется обычно впереди кучево-дождевого облака за 1—2 км до области выпадения ливневого дождя на высоте 500—600 м и определяется как особая форма облака (*Cb capillatus arcus*).

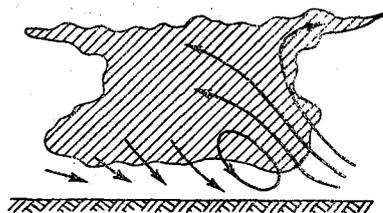


Рис. 19.7. Вертикальные движения в области кучево-дождевого облака, приводящие к возникновению шквала.

Шквалы над сушей чаще всего развиваются во второй половине дня, когда конвективная облачность становится наиболее мощной. Над европейской частью СССР в период 13—20 ч местного времени наблюдается более 80 % всех шквалов. По этой же причине шквалы над сушей отмечаются обычно в теплое полугодие. Над океаническими акваториями они наблюдаются в течение всего года.

Шквалы могут быть внутримассовыми и фронтальными.

Внутримассовые шквалы — сравнительно редкое явление. Над европейской частью СССР их количество в среднем составляет примерно 10 % от всех наблюдавшихся шквалов. Возникают внутримассовые шквалы преимущественно при активных вторжениях холодного воздуха с высокой влажностью в тылу циклонов. Установлено, что если при таких вторжениях в области роста давления за холодным фронтом барические тенденции достигают 5 гПа/3 ч и больше, то шквалистые усиления ветра днем достигают 15—20 м/с.

Внутримассовые шквалы, связанные с кучево-дождевыми облаками, возникающими при термической конвекции в малоградиентных барических полях, заполняющихся циклонах, — явление в умеренных широтах редкое и сколько-нибудь существенной опасности, как правило, не представляют. Они наблюдаются в теплых неустойчивых воздушных массах с высокой влажностью при развитии грозовой деятельности.

Наиболее интенсивные шквалы возникают чаще всего на атмосферных фронтах. Примерно девять из каждых десяти шквалов на европейской части СССР связаны с фронтами, восемь из них — связаны с холодными фронтами или холодными фронтами окклюзии.

Фронтальные шквалы не являются, как внутримассовые, единичными образованиями, а обычно сгруппированы в полосах развитой конвективной неустойчивости, параллельных облачным полосам фронтов. На спутниковых фотографиях облачности такие полосы часто прослеживаются, что позволяет использовать эту информацию в прогностических целях, экстраполируя перемещение и эволюцию облачных образований (см. рис. 8.2). Передняя кромка этой полосы, имеющей ширину 50—75 км, называется *линией неустойчивости* или *линией шквалов*. Эта линия часто совпадает с приземной линией фронта. При высокой влажности воздуха в теплом секторе циклона линия шквалов может находиться на удалении от облачной полосы холодного фронта до 50—100 км. В этом случае непосредственно за линией шквалов иногда удается обнаружить мезомасштабный («карликовый») антициклон, с которым на барограмме связан уже упоминавшийся рост давления («грозовой нос»).

Пример хорошо выраженной линии шквала с мезомасштабным антициклоном приведен на рис. 19.8.

Шквалы следует прогнозировать при ожидаемых благоприятных синоптической обстановке и термодинамическом состоянии атмосферы.

Наиболее благоприятной синоптической ситуацией для возникновения шквалов являются холодные фронты, ориентированные с юго-запада или юга на северо-восток или север, при наличии на них волновых возмущений. Шквалы в этих случаях обычно возникают в теплом воздухе вблизи вершин возмущений. При возникновении циклонической циркуляции холодный фронт получает дополнительное ускорение в своем движении в сторону теплого воздуха. В результате усиливается вынужденная конвекция, приводящая к увеличению толщины кучево-дождевых облаков, усилению в них вертикальных движений и интенсификации шквалов.

Шквалы также довольно часто возникают вблизи центра циклона, особенно вблизи вершины теплого сектора молодого циклона.

Все случаи фронтальных шквалов наблюдаются на антициклонической стороне струйного течения в его дельте, т. е. там, где существует расходимость изогипс и уменьшение скорости воздушного потока вдоль него в верхней тропосфере. При этом направление перемещения шквалов обычно совпадает с направлением струйного течения. Замечено, что шквалы возникают при сильной сходимости воздушных течений у поверхности Земли и расходимости воздушных течений на высотах. Очевидно, в этих случаях

должны существовать активные упорядоченные восходящие движения, способствующие реализации энергии неустойчивости.

Термодинамическими условиями, благоприятными для возникновения шквалов, являются:

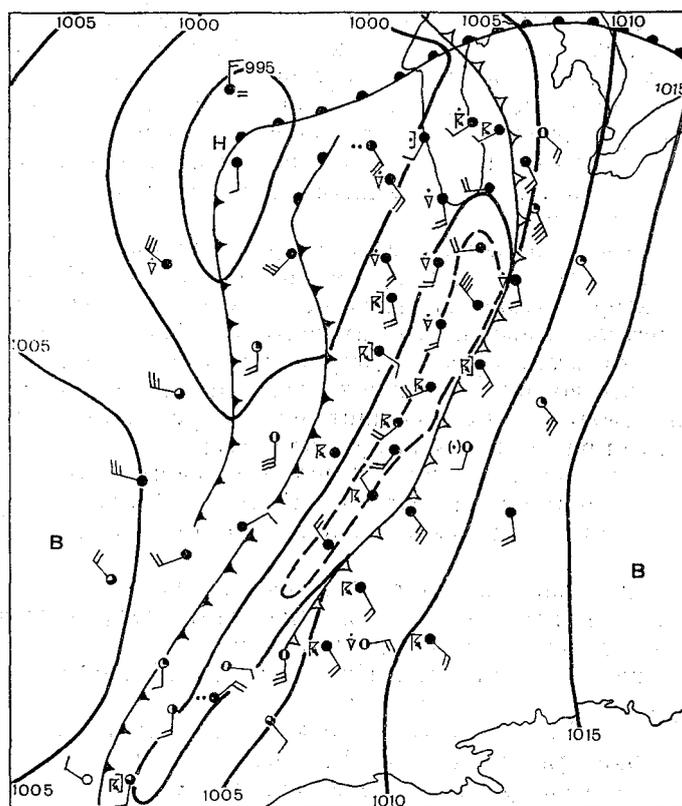


Рис. 19.8. Пример линии шквала с мезомасштабным антициклоном. По Т. Бергеру.

- высокая массовая доля водяного пара в теплом воздухе, достигающая в приземном слое 10% и более;
- неустойчивая стратификация воздушной массы;
- высокая температура теплого воздуха перед холодным фронтом при большом ее контрасте на холодном фронте.

Прогноз шквалов синоптическим способом сводится по существу к прогнозу синоптического положения и термодинамического состояния атмосферы в районе, для которого разрабатывается прогноз с заблаговременностью до 24—36 ч. Если ожидаемая синоптическая ситуация и термодинамические условия благоприятны.

для возникновения шквалов, то возможность их возникновения указывается в формулировке прогноза. Место возникновения шквала в силу локальности самого явления предсказать нельзя.

Существенную помощь в уточнении прогноза шквалов с заблаговременностью 1—3 ч, а иногда и более могут оказать данные радиолокационных наблюдений. С их помощью можно оценить направление и скорость перемещения как отдельных внутримассовых кучево-дождевых облаков, так и линий неустойчивости. Однако поскольку надежные радиолокационные характеристики и критерии отнесения кучево-дождевого облака к шкваловому пока отсутствуют, то эти сведения в целях прогноза шквалов следует использовать в сочетании с данными предупреждений со станций штормового кольца.

Для прогноза шквалов с заблаговременностью до 9—12 ч разработано несколько расчетных методов с использованием различных предикторов. Один из таких методов рассмотрен в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды». Метод следует использовать только в том случае, когда синоптическое положение благоприятно для возникновения шквала. Для теплого времени года и второй половины дня дополнительными условиями, кроме тех, которые были рассмотрены выше, являются:

— скорость перемещения холодного фронта или холодного фронта окклюзии должна быть 30—40 км/ч и более;

— небольшие барические ложбины в теплых секторах циклонов;

— передняя часть высотной барической (на картах AT_{700} , AT_{500} , AT_{300} и AT_{200}) или термической (на карте OT_{1000}^{500}) ложбины.

Дается альтернативный прогноз шквала и прогнозируется максимальная скорость ветра. Предикторами являются ожидаемые значения следующих параметров:

— $(T_{\text{макс}} - T_{500})$ — разность между максимальной температурой у поверхности Земли и на AT_{500} перед ливневым дождем или шквалом, в случае фронта — перед его прохождением в °С;

— $\sum_{850}^{500} (T' - T)$ — сумма отклонений кривой состояния от кривой стратификации температуры на изобарических поверхностях 850, 700, 600 и 500 гПа в °С;

— $\bar{V} = \frac{1}{4} (V_3 + V_{850} + V_{700} + V_{500})$ — среднее значение модуля скорости ветра в слое Земля — 500 гПа в м/с;

— $(T_{\text{макс}} - T_{\text{см}})$ — разность между максимальной температурой воздуха и температурой воздуха у поверхности Земли под кучево-дождевым облаком, равная нулевой температуре смоченного термометра, влажноадиабатически приведенной к давлению у поверхности Земли.

Нетрудно видеть, что все эти предикторы характеризуют степень термодинамической неустойчивости атмосферы. Действи-

тельно, разность $T_{\text{макс}} - T_{500}$ дает оценку среднего вертикального градиента температуры перед шквалом: чем она больше, тем вероятнее возникновение шкала. Величина $\sum_{850}^{500} (T' - T)$ является

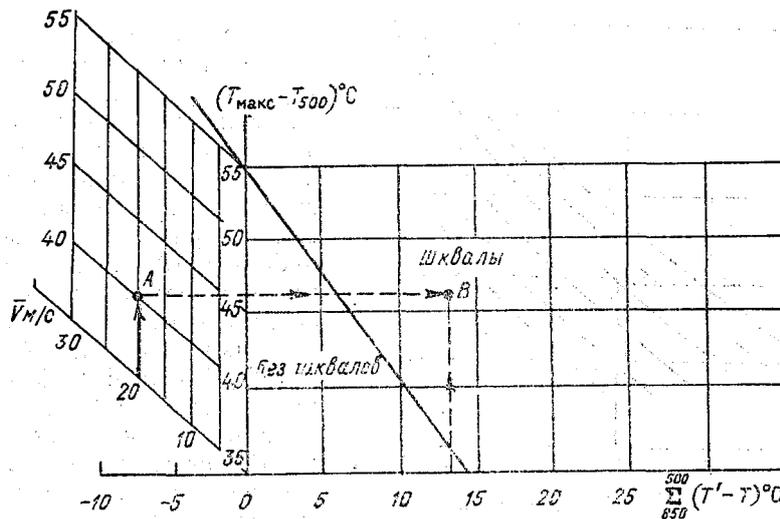


Рис. 19.9. График Г. Д. Решетова для альтернативного прогноза шквала. Стрелками показан порядок расчета.

характеристикой энергии неустойчивости: чем она больше, тем вероятнее шквал. Чем больше осредненная по высоте скорость ветра \bar{V} , тем больше при данной интенсивности межуровневого обмена количеством движения будет скорость ветра у поверхности Земли. И, наконец, чем больше разность температур теплого воздуха и опускающегося под кучево-дождевым облаком холодного воздуха, т. е. $T_{\text{макс}} - T_{\text{см}}$, тем больше будет локальный барический градиент на линии шквала и тем сильнее будет ветер. Для определения всех параметров строятся прогностические кривые стратификации температуры и влажности на момент ожидаемого развития шквала и прогностическая кривая состояния.

Альтернативный прогноз дается по демаркационному графику, приведенному на рис. 19.9.

Сначала по предикторам \bar{V} и $(T_{\text{макс}} - T_{500})$ на левой части графика находят точку A , после чего, используя третий предиктор $\sum_{850}^{500} (T' - T)$, по правой части графика находят точку B . В зависимости от ее положения относительно демаркационной линии формулируется прогноз.

Для расчета скорости ветра при шквале применяется другой график с входами \bar{V} и $(T_{\text{макс}} - T_{\text{см}})$ (рис. 19.10). Прогностическое значение скорости ветра отсчитывается на оси ординат. При $\bar{V} = 20$ м/с и $(T_{\text{макс}} - T_{\text{см}}) = 11^\circ\text{C}$ максимальная скорость ветра при шквале будет равна 29 м/с.

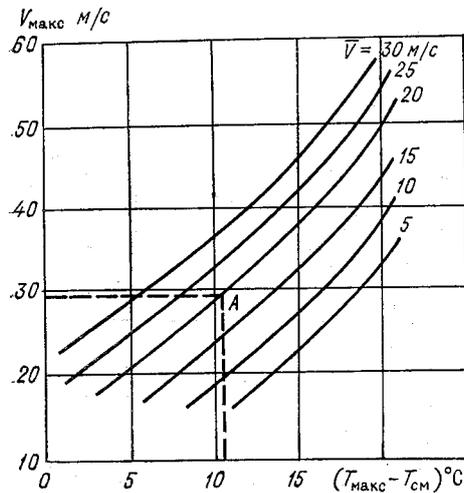


Рис. 19.10. График Г. Д. Решетова для прогноза максимальной скорости ветра при шквале.

Определение нулевой температуры смоченного термометра, влажноадиабатически приведенной к приземному давлению, производится на бланке аэрологической диаграммы. Процедура расчета иллюстрирует рис. 19.11, где показаны прогностические кривые стратификации температуры и точки росы на бланке АДКТ. Точки А и В лежат на изотерме 0°C , точка В находится между ними. Точка Г соответствует нулевой температуре смоченного термометра (приземное давление принято равным 1000 гПа).

Зная по данным радиолокатора или авиационной разведки толщину приближающегося кучево-дождевого облака или фронтальной облачной системы, состоящей из кучево-дождевых облаков или облаков на линии конвективной неустойчивости, можно, привлекая результаты последнего ветрового зондирования, дать альтернативный прогноз шквала по графику, показанному на рис. 19.12, с заблаговременностью несколько часов.

Следует иметь в виду, что перечень наиболее информативных предикторов для прогноза шквалов может зависеть от региональных факторов. Так, например, по данным для территории Украины был произведен анализ 30 параметров, описывающих состояние атмосферы при шквалах и при отсутствии шквалов в одной и той же воздушной массе. В их числе были параметры, использованные в методах альтернативного прогноза шквалов, рассмотренных выше.

Перечень наиболее информативных параметров, расположенных в иерархическом порядке по значению расстояния Махаланобиса, приведен в табл. 19.3. Он получен по обучающей выборке. Информативность остальных параметров, в том числе $\bar{V} = \frac{1}{4}(V_3 +$

+ $V_{850} + V_{700} + V_{500}$), применявшегося в рассмотренных выше методах прогноза шквала, оказалась на порядок меньше.

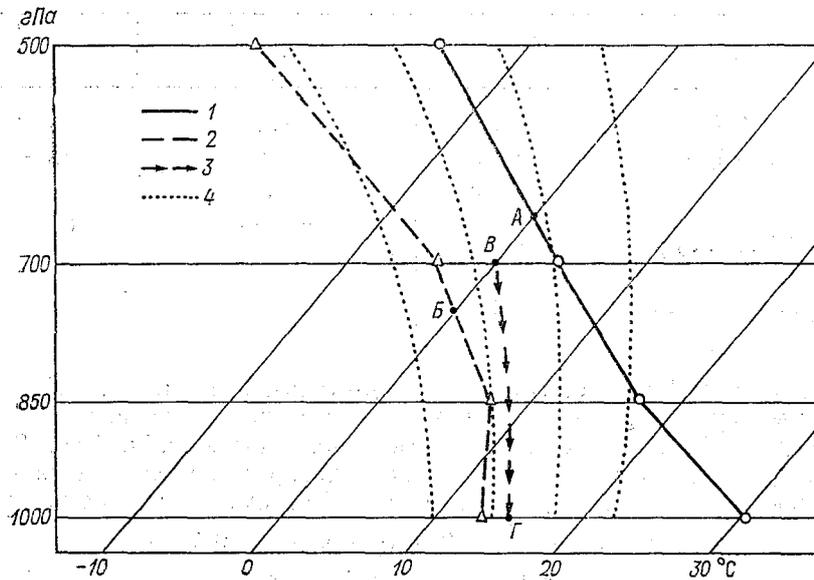


Рис. 19.11. Процедура определения нулевой температуры смоченного термометра, приведенной влажноадиабатически к приземному давлению на бланке АДКТ.

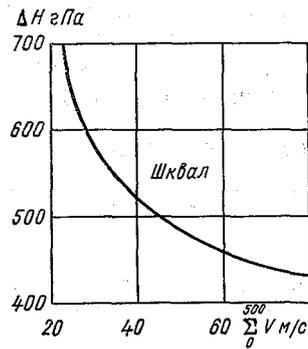


Рис. 19.12. Демаркационный график Б. Е. Пескова и А. И. Снитковского для альтернативного прогноза шквала.

В табл. 19.3: T — температура воздуха в 15 ч у поверхности Земли, близкая к $T_{\text{макс}}$; $H_{\text{кв}}$ — уровень конвекции; $H_{\text{см } 850}$ — нулевая температура смоченного термометра, влажноадиабатически приведенная к давлению 850 гПа; $T_{\text{кв}}$ — температура на уровне конвекции; $H_{\text{кд}}$ — уровень конденсации; $(\gamma - \gamma_{\text{ва}})$ — разность вертикального градиента температуры и влажноадиабатического градиента в слое 2—3 км. Остальные условные обозначения прежние.

Затем выбиралась лучшая пара, тройка и т. д. параметров, в совокупности дающая наиболее высокую разделяемость ситуаций

Таблица 19.3

Информативность параметров по расстоянию Махаланобиса (Δ^2).
По О. Е. Ткалич

Параметр	Δ^2	Параметр	Δ^2
$T - T_{см}$	3,09	$T_{кв}$	0,36
$T - T_{500}$	1,90	ΔH	0,24
$H_{кв}$	1,08	$H_{кд}$	0,18
$\sum_{850}^{500} (T' - T)$	0,79	$\gamma - \gamma_{ва}$	0,11
$T_{850} - T_{см. 850}$	0,52		

с шквалом и без него. По этим результатам строились дискриминантные функции, которые апробировались на независимой (экзампационной) выборке. Результаты приведены в табл. 19.4. Лучшую разделяемость ситуаций дает дискриминантная функция с пятью предикторами (88 % случаев). Она имеет следующий вид:

$$L = 0,56(T - T_{см}) - 2,91(\gamma - \gamma_{ва}) - 0,05T_{кв} - 0,002\Delta H - 0,004H_{кд} - 3,13. \quad (19.13)$$

Дальнейшее добавление предикторов приводит к ухудшению результатов прогноза.

В дискриминантную функцию входят предикторы, уже применявшиеся в других методах прогноза шквала: $(T - T_{см})$ и ΔH , но выпали такие, как V и $\sum_{850}^{500} (T' - T)$. Появился новый предиктор $(\gamma - \gamma_{ва})$, учитывающий влажностную неустойчивость в слое от 2

Таблица 19.4

Оправдываемость (%) разделения ситуаций с шквалом и без шквала по дискриминантным функциям с различным набором предикторов.
По О. Е. Ткалич

Предикторы	Оправдываемость разделения
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва})$	60
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва}), T_{кв}$	62
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва}), T_{кв}, \Delta H$	86
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва}), T_{кв}, \Delta H, H_{кд}$	88
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва}), T_{кв}, \Delta H, H_{кд}, H_{кв}$	82
$(T - T_{см}), (\gamma - \gamma_{ва}), T_{кв}, \Delta H, H_{кд}, H_{кв}, \sum_{850}^{500} (T' - T)$	59

до 3 км, в совокупности с $(T - T_{см})$ дающий высокий вклад в разделимость ситуаций со шквалом и без шквала. Все это указывает на возможность дальнейшего поиска новых информативных предикторов и построения более эффективных методов прогноза шквалов.

Заметим, что весь предыдущий анализ основывался на концепции идеального прогноза (РР), т. е. на использовании диагностических синхронных связей, тогда как (см. гл. 15) в принципе лучшие результаты дает концепция MOS, в соответствии с которой используются связи, найденные только на прогностических данных (концепция прогностических синхронных связей). Действительно, сравнение двух методов дискриминантного альтернативного прогноза шквалов на европейской части СССР с использованием одного и того же набора предикторов, один из которых построен на использовании диагностических связей (как предыдущий), а другой — на использовании связей прогностических значений предикторов с фактом наличия или отсутствия шквала, показало преимущество второго подхода (табл. 19.5).

Таблица 19,5

Результаты прогнозов шквалов в соответствии с концепциями диагностических (ДСС) и прогностических (ПСС) синхронных связей.
По Э. В. Переходцевой

Концепция	Оправдываемость прогноза, %		
	шквала	отсутствие шквала	общая
ДСС	0,71	0,78	0,75
ПСС	0,92	0,79	0,86

В качестве предикторов использовались: V_{700} — скорость ветра на изобарической поверхности 700 гПа, м/с; H_0 — высота нулевой изотермы, гПа; $(T' - T)_{500}$ — отклонение кривой состояния от кривой стратификации на изобарической поверхности 500 гПа, °С; $(dT/dn)_z$ — горизонтальный градиент температуры у поверхности Земли, °С/600 км; T_{\max} — максимальная температура воздуха у поверхности Земли, °С; $T_{d \max}$ — максимальное значение точки росы у поверхности Земли, °С.

Дискриминантная функция, полученная по обучающей выборке и дающая разделение ситуаций с шквалом и без шквала в 91,5 % случаев, имеет следующий вид:

$$L = 0,21V_{700} - 0,02H_0 + 0,05(T' - T)_{500} + 0,18(dT/dn)_z + 0,44T_{\max} - 0,14T_{d \max} + 3,9. \quad (19.14)$$

Прогностические значения предикторов определялись на основании модели траекторий на 12 ч по утренним данным (00 ч СГВ)

приземных и радиозондовых наблюдений. Лучшие результаты использования концепции MOS (ПСС) определяются возможностью неявного учета систематических ошибок при расчете прогностических значений предикторов.

Перечень предикторов, как видно, также частично отличается от тех, которые использовались при построении ранее рассмотренных методов, что еще раз указывает на возможность более углубленной проработки вопросов, связанных с совершенствованием методов прогноза шквалов.

19.5. Прогноз метелей

Метелью называют перенос снега ветром над поверхностью Земли. Принято различать три вида метелей:

— *общая метель*. Возникает при выпадении снега и сильном ветре (7 м/с и более);

— *низовая метель*. Представляет собой перенос сухого, ранее выпавшего снега, поднимаемого с поверхности Земли до высоты нескольких метров сильным ветром (от 10—12 м/с);

— *поземок*. Представляет собой перенос сухого, ранее выпавшего снега в тонком слое, непосредственно прилегающем к поверхности Земли (10—12 см). Возникает обычно при скорости ветра, превышающей 5 м/с. При значительном усилении ветра может переходить в низовую метель.

Благоприятным условием для возникновения метели является выпадение снега на ледяную корку, образовавшуюся до этого на снежном покрове.

На территории СССР метели наблюдаются в течение всего периода выпадения снега, но чаще всего в декабре—феврале.

Общие метели имеют в основном фронтальное происхождение и чаще всего наблюдаются на теплых фронтах и теплых фронтах окклюзии в углубляющихся (регенерирующих) циклонах. На холодных фронтах общие метели отмечаются сравнительно редко. Внутримассовые общие метели могут возникать в неустойчивых влажных воздушных массах при ливневом снегопаде, сопровождающемся сильным ветром. Такие метели обычно называют «зарядами», так как они перемежаются периодами прояснений и хорошей видимости.

Низовые метели и поземки отмечаются в тыловых частях циклонов и на перифериях антициклонов при сильных ветрах после выпадения сухого снега.

Вероятность возникновения метелей возрастает при синоптических ситуациях, приводящих к локальным увеличениям барических градиентов. К таким ситуациям относятся случаи приближения циклонов к стационарному усиливающемуся антициклону, распространение гребня антициклона в сторону малоподвижного обширного циклона и др.

Для метелевой деятельности характерны региональные особенности, связанные со специфичностью синоптических процессов, ее определяющих. На некоторые из них указано в руководстве по КПП, другие будут рассмотрены в курсе «Региональные синоптические процессы и прогнозы».

Прогноз метелей основывается на знании характерных синоптических процессов, при которых возникают метели в данном регионе, и последующем их прогнозе. При этом необходимо учитывать состояние снежного покрова. Особое значение приобретает успешность прогноза скорости ветра.

19.6. Прогноз пыльных бурь

Пыльной (песчаной) бурей называется перенос больших количеств пыли или песка сильным ветром. Явление типично для степей и пустынь.

В СССР пыльные бури наблюдаются в Средней Азии и Казахстане, реже на Северном Кавказе, Украине, в Среднем Поволжье и некоторых районах Дальнего Востока. Наблюдаются они преимущественно летом, но в бесснежные или малоснежные зимы они могут быть и в холодное полугодие. В этих условиях могут возникать снежно-пыльные поземки или низовые метели.

Основной причиной возникновения пыльных бурь является турбулентность в приземном слое, приводящая при некоторых критических значениях скорости ветра к отрыву частиц почвы (пыли, песка) от поверхности Земли. Обычно это происходит при скорости ветра, превышающей 10—12 м/с, но при мелкозернистой структуре почвы, например лёссовой, пыльные бури могут начинаться и при меньших скоростях ветра.

Поднятая с земной поверхности пыль может оставаться в воздухе несколько суток. При этом она переносится на большие расстояния. Особенно долго пыль задерживается в атмосфере при сильно развитой конвекции в очаге формирования пыльной бури. Тогда наиболее мелкие частицы поднимаются очень высоко, образуя так называемую адвективную мглу. Она характерна для континентального тропического воздуха, поступающего в южные районы СССР с Северной Африки и Ближнего Востока. С восточными потоками на Казахстан и Среднюю Азию поступает пыльный воздух из Западного Китая. В отличие от пыльных бурь такая мгла обычно наблюдается при слабых ветрах. Видимость во мгле обычно больше 1 км, но в отдельных случаях она может снижаться до нескольких десятков метров.

Наиболее сильные пыльные бури возникают при устойчивой температурной стратификации, когда пыль не распространяется на весь пограничный слой атмосферы и выше, а сосредотачивается в его нижней части до высот 200—300 м. Этот слой воздуха днем

может дополнительно прогреваться за счет прямого поглощения солнечной радиации взвешенными пылинками (эффект Воейкова).

Суточный ход повторяемости пыльных бурь соответствует суточному ходу скорости ветра и неустойчивости стратификации по-

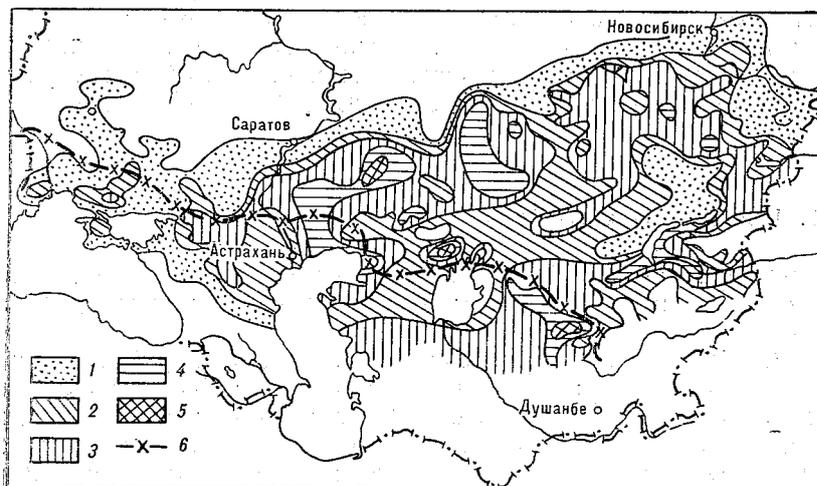


Рис. 19.13. Число дней с пыльными бурями на территории основных сельскохозяйственных районов СССР.

1) 1—5 дней, 2) 6—10 дней, 3) 11—20 дней, 4) 21—40 дней, 5) 40 дней, 6) граница устойчивого снежного покрова.

граничного слоя в летнее время, т. е. имеет максимум в послеполуденные часы, а минимум во вторую половину ночи.

Территориальное распределение повторяемости пыльных бурь отличается пятнистостью (рис. 19.13), т. е. в значительной степени носит региональный характер, определяемый типом подстилающей поверхности и особенностями синоптических процессов, благоприятных для возникновения этого явления.

По продолжительности пыльной бури и видимости во время ее выделяют следующие ее типы:

— кратковременные до 30 мин пыльные бури при видимости 3—4 км с улучшением временами до 6—10 км. Вызываются локальными изменениями скорости ветра;

— кратковременные пыльные бури с ухудшением видимости до нескольких сотен и даже десятков метров. Они связаны обычно с прохождением через станцию кучево-дождевого облака или резко выраженного холодного фронта второго рода с узкой полосой фронтальной конвективной облачности;

— длительные и пульсирующие пыльные бури с небольшим неустойчивым во времени ухудшением видимости до 2—4 км. Воз-

никают в устойчивых барических полях с большими градиентами, преимущественно на юго-западных, южных и юго-восточных перифериях хорошо развитых стационарных антициклонов;

— длительные и сильные пыльные бури с уменьшением видимости до 0,5—1,0 км, в начальной стадии — до нескольких десятков метров. Изменения видимости происходит на фоне ее низких значений. Связаны такие пыльные бури или с прохождением фронтов, или с хорошо развитыми штормовыми зонами — областями больших барических градиентов. Они имеют большую вертикальную и горизонтальную протяженность и продолжительность не менее 2—4 ч;

— пыльный или песчаный поземок. Представляет собой перенос пыли или песка в слое, прилегающем к поверхности Земли, толщиной до 2 м. Характерны для начала или окончания пыльной бури. Для поземков типичен сравнительно ровный и сильный ветер в приземном слое, чему часто способствует устойчивая температурная стратификация.

Различают фронтальные пыльные бури и пыльные бури штормовых зон (внутримассовые).

Зона фронтальных пыльных бурь вытянута вдоль фронта на сотни километров и имеет ширину до 200—300 км. Эта зона смещается вместе с фронтом. Запыленность воздуха прослеживается в большой толще атмосферы, так как активные восходящие движения переносят пыль до высот 4—5 км и более. Чаще всего пыльные бури связаны с быстро смещающимися холодными фронтами второго рода. Пыльные бури при прохождении теплых фронтов отмечаются редко, поскольку с ними связана предфронтальная зона обложных осадков, увлажняющих почву. Кроме того, в предфронтальной холодной воздушной массе обычно слабо развита вертикальная циркуляция, что приводит к затруднениям в межуровневом обмене количеством движения и не способствует значительному предфронтальному усилению ветра.

Перед холодными фронтами первые признаки пыльной бури в виде поземка обнаруживаются на расстоянии 200—300 км. Примерно за 100—150 км до фронта поземок переходит в пыльную бурю, которая достигает максимальной интенсивности при прохождении фронта через станцию. После прохождения фронта пыльная буря чаще всего быстро ослабевает и прекращается.

Прогнозу фронтальной пыльной бури предшествует прогноз синоптического положения. При этом основное внимание должно быть уделено прогнозу скорости перемещения фронта, с которым связана уже начавшаяся пыльная буря или, возможно, будет связано ее возникновение. Для прогноза эволюции пыльной бури и ее возникновения необходимо дать прогноз скорости ветра и интенсивности вертикальных движений в области фронта. На этой основе предсказывается время начала и окончания пыльной бури, территориальный охват (если дается прогноз по району), ее ин-

тенсивность и видимость при ней, вертикальная протяженность.

Внутримассовые пыльные бури обычно возникают в зонах больших барических градиентов, называемых штормовыми, поскольку в их пределах наблюдаются сильные ветры. Наиболее интенсивные штормовые зоны и связанные с ними пыльные бури наблюдаются в переходной области между близко расположенными очагами падения и роста давления. Например, между сближающимися углубляющимся циклоном и усиливающимся антициклоном. Аналогичные ситуации возникают при приближении циклона к усиливающемуся антициклону или при его приближении к ориентированному по нормали к его траектории горному хребту, на южной периферии арктического антициклона, быстро смещающегося по полярной или ультраполярной траектории к югу или юго-западу, и в других аналогичных случаях.

Прогноз пыльных бурь, связанных с штормовыми зонами, сводится к прогнозу синоптической ситуации, в которой эти штормовые зоны могут возникнуть, и к прогнозу скорости ветра. Естественно, что при этом, как и при прогнозе фронтальных пыльных бурь, должно учитываться состояние подстилающей поверхности.

Большое значение при прогнозе пыльных бурь имеет учет свойств подстилающей поверхности, т. е. степени закрепленности верхнего слоя почвы, зависящей от его структуры, наличия сезонного растительного покрова, степени увлажнения.

При прогнозе пыльных бурь должно приниматься во внимание наличие суточного и годового хода их повторяемости и интенсивности при различных синоптических процессах, климатические и региональные особенности их распространения.

Суточный ход отчетливо выражен только для внутримассовых пыльных бурь, возникающих в штормовых зонах на перифериях антициклонов. Ночью (особенно летом) они или совсем прекращаются или их интенсивность существенно убывает.

Некоторую помощь при диагностике и прогнозе пыльных бурь над территорией с редкой сетью синоптических станций могут оказать спутниковые фотографии. На снимках в видимом диапазоне спектра пыльные бури, при отсутствии облачности, представляют собой размытые по краям светлые полосы. Экстраполируя их перемещение и эволюцию, можно составить представление о времени проявления пыльного облака в пункте (районе), для которого разрабатывается прогноз и его интенсивность.

ГЛАВА 20. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА И ЗАМОРОЗКОВ

20.1. Прогноз приземной температуры воздуха

Прогноз температуры воздуха основывается на учете факторов, обуславливающих ее изменение во времени, анализ которых был

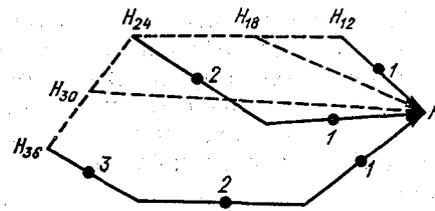


Рис. 20.1. Схема построения траекторий воздушных частиц за 12, 18, 24, 30 и 36 ч. 1, 2, 3 — средние точки 12-часовых отрезков траекторий.

приведен в гл. 6. Было показано, что локальное изменение температуры у поверхности Земли может быть рассчитано по формуле

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T'_q + \Delta T''_q, \quad (20.1)$$

где ΔT_a — адвективное изменение температуры; $\Delta T'_q$, в соответствии с формулой (6.28) равное $a\Delta R$, представляет собой локальное изменение температуры за счет изменения радиационного баланса подстилающей поверхности ΔR ; $\Delta T''_q$, равное $b\Delta T_a$ [формула (6.37)], — изменение температуры воздуха при его перемещении по траектории, вызванное обменом теплом с подстилающей поверхностью, температура которой меняется вдоль траектории. При расчетах ΔT принимают $b = -0,2$.

Таким образом, общая формула для прогноза температуры может быть записана следующим образом:

$$T_t = (T_a)_t + a\Delta R + b\Delta T_a, \quad (20.2)$$

где T_t — прогнозируемая температура воздуха у поверхности Земли; $(T_a)_t$ — адвективная температура, равная температуре в начальной точке прогностической траектории.

Адвективная температура определяется путем построения прогностических траекторий по фактическим и прогностическим картам приземного давления и AT_{850} с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч с учетом температурной стратификации атмосферы в пограничном слое (см. п. 6.3). Схема построения траекторий с заблаговременностью прогноза 12, 24 и 36 ч приведена на рис. 20.1.

Расчет $\Delta T'_q = a\Delta R$ позволяет получить суточный ход приземной температуры и, таким образом, используя формулу (20.2), иметь

прогностическое значение температуры в любой момент времени прогностического периода, поскольку в соответствии с формулой (6.34)

$$\Delta T'_q = [(T_{\text{сх}})_t - (T_{\text{сх}})_{t_0}]_N, \quad (20.3)$$

где $(T_{\text{сх}})_t$ и $(T_{\text{сх}})_{t_0}$ — ординаты кривой суточного хода для момента t , на который разрабатывается прогноз, и исходного момента t_0 при ожидаемом значении приведенного количества облаков в средних точках прогностических траекторий (см. рис. 20.1), рассчитанного по формулам (6.35) или (6.36).

Практически для определения $\Delta T'_q$ используются эмпирические кривые суточного хода температуры при различном количестве облаков нижнего яруса. В «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» приводятся карты средних месячных значений амплитуд суточного хода при различном количестве облаков нижнего яруса A_N , имеются таблицы ординат отклонений средних месячных кривых суточного хода температуры от ее значений в 21 ч местного среднего солнечного времени, а также, с целью учета асимметрии кривой суточного хода температуры, карты времени наступления экстремальных значений температуры ($t_{\text{макс}}$ и $t_{\text{мин}}$) в каждом месяце.

Величины A_N на картах, приведенных в Руководстве, даны в виде квадратичной зависимости от количества облачности нижнего яруса N :

$$A_N = A_{\text{я}} - mN - nN^2, \quad (20.4)$$

где $A_{\text{я}}$ — амплитуда суточного хода температуры при ясном небе; m и n — коэффициенты, значения которых приведены на картах.

Используя данные, снятые с карт A_N , $t_{\text{макс}}$ и $t_{\text{мин}}$, можно построить приближенную кривую суточного хода приземной температуры, рассчитывая значения ее ординат по следующим формулам, предложенным Б. Д. Успенским:

$$\Delta T'_q(t)_1 = \left[-\frac{(t_{\text{мин}} - t_0)^2}{(24 + t_{\text{мин}} - t_{\text{макс}})} + \frac{(t - t_{\text{мин}})}{(t_{\text{макс}} - t_{\text{мин}})} \right] A_{N_1}$$

при $t_{\text{мин}} < t \leq t_{\text{макс}}$; $t_{\text{макс}} < t_0 \leq t_{\text{мин}}$ (20.5)

или

$$\Delta T'_q(t)_2 = \left[\frac{(t_{\text{макс}} - t_0)}{(t_{\text{макс}} - t_{\text{мин}})} - \frac{(t - t_{\text{макс}})}{(24 + t_{\text{мин}} - t_{\text{макс}})} \right] A_{N_2}$$

при $t_{\text{макс}} < t \leq 24 + t_{\text{мин}}$; $t_{\text{мин}} \leq t_0 < t_{\text{макс}}$, (20.6)

где $\Delta T'_q(t)_1$ — трансформационное изменение температуры за счет суточного хода на период 12 ч по исходным данным за 00 ч по СГВ (03 ч мск); $\Delta T'_q(t)_2$ — трансформационное изменение температуры за счет суточного хода на период 12 ч по исходным данным

за 12 ч по СГВ (15 ч мск); t_0 — исходный момент разработки прогноза; t — момент времени в прогностическом периоде; t_{\min} , t_{\max} — сроки наступления экстремальных значений температуры в часах местного солнечного времени; A_{N_1} и A_{N_2} — амплитуды приземной температуры воздуха в средних точках траектории воздуш-

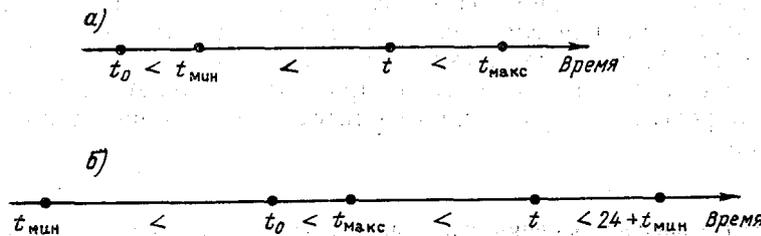


Рис. 20.2. К расчету кривой суточного хода.

а — по формуле (20.5), б — по формуле (20.6).

ных частиц для интервалов времени от t_0 до t , снимаемые с карт средних месячных амплитуд, приведенных в Руководстве.

Формулы (20.5) и (20.6) справедливы лишь при указанных соотношениях между t_0 , t , t_{\min} и t_{\max} , т. е. для случаев, которые иллюстрирует рис. 20.2. Различие по временным поясам исходного для прогноза момента по СГВ и местного солнечного времени могут привести к нарушениям этих соотношений. В этих случаях должны использоваться трансформированные формулы, построенные по тому же принципу.

Полагая в формулах (20.5) и (20.6) $t = t_{\max}$, получим следующие формулы для прогноза T_{\max} :

$$(T_{\max})_t = (T_a)_t + \left[\frac{t_0 - t_{\min}}{24 + t_{\min} - t_{\max}} + 1 \right] A_{N_t} + b \Delta T_a \quad \text{при } t_0 \leq t_{\min}, \quad (20.7)$$

$$(T_{\max})_t = (T_a)_t + \left[\frac{t_{\max} - t_0}{t_{\max} - t_{\min}} \right] A_{N_t} + b \Delta T_a, \quad \text{при } t_0 \geq t_{\min}, \quad (20.8)$$

где $(T_a)_t$ — адвективная температура, полученная для интервала времени, примерно равного 12 или 36 ч; $b = -0,2$.

При прогнозе T_{\max} на текущий день \bar{N} прогнозируется для средней точки I 12-часовой траектории на период 0—12 ч текущих суток (см. рис. 20.1). При прогнозе T_{\max} на следующий день \bar{N} прогнозируется для точки I 36-часовой траектории на период 0—12 ч следующих суток.

Прогнозируя максимальную температуру на текущий день, можно применять более простую формулу:

$$T_{\max} = T_{\min} + A_N, \quad (20.9)$$

где A_N — амплитуда T для данного пункта (района) и месяца при ожидаемой облачности.

Кроме того, максимальную температуру в теплое полугодие можно рассчитать, основываясь на известном факте, что в это время года в значительной части нижней тропосферы, начиная от поверхности Земли, в середине дня устанавливается сухоадиабатическая стратификация. Поэтому если дать прогноз температуры на верхней границе слоя распространения адиабатического градиента (табл. 20.1), то можно рассчитать $T_{\text{макс}}$, сухоадиабатически опустившись с этой границы до приземного давления. Практическое определение $T_{\text{макс}}$ производится по аэрологической диаграмме.

Таблица 20.1

Высота (h) распространения сухоадиабатического градиента температуры воздуха от поверхности Земли для центральных районов европейской части СССР

Месяц	H км		Месяц	H км	
	Начало месяца	Конец месяца		Начало месяца	Конец месяца
Март	0,7	1,0	Июль	2,5	2,0
Апрель	1,0	1,5	Август	2,0	1,5
Май	1,5	2,0	Сентябрь	1,5	1,0
Июнь	2,0	2,5	Октябрь	1,0	0,7

Примечание. Для начала марта дана высота распространения влажно-адиабатического градиента от поверхности Земли.

Можно также расчет $T_{\text{макс}}$ производить по очевидной формуле

$$T_{\text{макс}} = T_h(t = t_{\text{макс}}) + \gamma_a h,$$

где $T_h(t = t_{\text{макс}})$ — температура на высоте h в момент наступления максимума температуры у поверхности Земли.

При инверсии температуры ниже верхней границы слоя распространения сухоадиабатического градиента, определенной по табл. 20.1, за значения T_h и h принимается нижняя граница инверсионного слоя.

Для прогноза минимальной температуры у поверхности Земли рекомендуется использовать прогностическую формулу более простой структуры. Ее вывод основывается на предположении примерного равенства времени прогрева и охлаждения воздуха. Тогда $\Delta T'_q$ за 24 ч в соответствии с формулой (20.3) будет иметь вид:

$$(\Delta T'_q)_{24} = [(T_{\text{сх}})_{t_0+24} - (T_{\text{сх}})_{t_0}] = [(A_{N_2})_{t_0+24} - (A_{N_1})_{t_0}], \quad (20.10)$$

где $(A_{N_2})_{t_0+24}$ — прогностическое значение амплитуды суточного хода температуры при ожидаемом значении облачности N_2 в момент $t_0 + 24$; $(A_{N_1})_{t_0}$ — амплитуда суточного хода температуры при облачности N_1 в момент t_0 .

Теперь, если в формуле (20.4) положить, что

$$(A_{\bar{N}})_{t_0+24} = (A_{\bar{N}})_{t_0}; \quad m_1 \approx m_2 = m; \quad n_1 \approx n_2 \approx 0,$$

то получим, что

$$(\Delta T_a)_{24} = m(N_1 - N_2), \quad (20.11)$$

где N_1 — количество облаков нижнего яруса в момент t_0 ; N_2 — количество облачности нижнего яруса в момент $t_0 + 24$ ч.

Используя (20.11), можно написать формулу для прогноза минимальной температуры в следующем виде:

$$(T_{\text{мин}})_t = (T_a)_t + m(\bar{N}_1 - \bar{N}_2) + b(\Delta T_a), \quad (20.12)$$

где $(T_a)_t$ — адвективная температура, полученная для интервала времени $(t_{\text{мин}} - t_0)$, близкому к 24 ч; $b = -0,2$; m — коэффициент, приведенный на картах амплитуд, помещенных в Руководстве; N_1 и N_2 — среднее количество облаков нижнего яруса в точках 1 и 2 24-часовой траектории на рис. 20.1 для двух интервалов времени (от 12 ч текущих суток до 0 ч следующих суток и от 0 ч до 12 ч следующих суток).

Введение в расчетную формулу (20.12) величин \bar{N}_1 и \bar{N}_2 связано с необходимостью прогноза количества нижней облачности в момент, близкий к наступлению минимума в исходном и прогностическом периодах.

Для прогноза минимальной температуры можно пользоваться приближенной формулой

$$(T_{\text{мин}})_t = (T_{\text{мин}})_н + b(\Delta T_a), \quad (20.13)$$

где $(T_{\text{мин}})_н$ — минимальная температура в начальной точке прогностической траектории, построенной для интервала времени, равном 24 ч; $b = -0,2$.

Определенные возможности для повышения успешности прогнозов максимальной и минимальной температуры открывает применение уравнений регрессии с использованием в качестве предикторов при их построении результатов гидродинамических прогнозов некоторых метеорологических величин, т. е. уравнений, разработанных в соответствии с концепцией MOS. Система таких уравнений, построенная для прогноза максимальной и минимальной температур воздуха в Москве, приведена в табл. 20.2.

В уравнениях регрессии: $T_{\text{макс}}$, $T_{\text{мин}}$ — адвективные максимальная и минимальная температуры, °С; T_{925} , T_{850} , T_{700} , T_{d925} , T_{d850} — адвективная температура и точка росы на изобарических поверхностях 925, 850 и 700 гПа, °С; T_3 , T_{d3} — адвективная температура

Таблица 20.2

Уравнения регрессии для прогноза $T_{\text{мин}}$ и $T_{\text{макс}}$ в Москве на 24 и 36 ч. По В. В. Оганесяну и А. И. Снитковскому

Сезон	Уравнение регрессии
Минимальная температура	
Весна	$0,64T_{\text{мин}} + 0,3T_{925} - 0,008\omega_{700} + 0,4$
Лето	$0,48T_{925} + 0,19T_{\text{мин}} + 0,12T_{d3} + 0,1T_{700} + 3,5$
Осень	$0,64T_{\text{мин}} + 0,18T_{\text{макс}} + 0,1T_{850} + 0,003\omega_{700} - 0,3$
Зима	$0,36T_{\text{мин}} + 0,26T_{850} + 0,21T_{d925} + 0,16T_{3} + 0,11v - 0,5$
Максимальная температура	
Весна	$0,75T_{925} + 0,3T_{\text{макс}} + 0,02\omega_{700} + 0,18T_{850} + 0,18T_{\text{мин}} + 5,5$
Лето	$0,73T_{925} + 0,03\omega_{700} + 0,27T_{\text{макс}} - 0,23T_{850} + 0,15v + 8,2$
Осень	$0,65T_{\text{макс}} + 0,03\omega_{700} + 0,23T_{925} - 0,09T_{d850} + 0,3$
Зима	$0,31T_{\text{мин}} + 0,3T_{925} + 0,29u + 0,16T_{850} + 0,08v + 0,3$

и точка росы у поверхности Земли, °С; u , v — зональная и меридиональная составляющие скорости прогностического ветра у поверхности Земли, м/с; ω_{700} — прогностические упорядоченные вертикальные движения на изобарической поверхности 700 гПа, гПа/12 ч.

Траектории для определения адвективных значений температуры и точки росы строятся по фактическим и прогностическим картам абсолютной топографии и приземного давления.

Структура уравнений регрессии показывает, что прогностические значения максимальной и минимальной температур определяются в основном ожидаемой адвекцией температуры и влажности в пограничном слое атмосферы, скоростью и направлением ветра у поверхности Земли и интенсивностью и знаком вертикальных движений на изобарической поверхности 700 гПа.

Оценки уравнений регрессии, приведенных в табл. 20.2, даны в табл. 20.3.

Таблица 20.3

Абсолютная ошибка прогностических расчетов $T_{\text{мин}}$ и $T_{\text{макс}}$ по уравнениям регрессии, приведенным в табл. 20.2. По В. В. Оганесяну и А. И. Снитковскому

Сезон	$T_{\text{мин}}$ на 24 ч	$T_{\text{макс}}$ на 36 ч
Весна	1,6	3,1
Лето	1,3	3,3
Осень	1,7	2,3
Зима	2,9	3,0

Эмпирические данные о суточном ходе температуры в Руководстве приведены для местного солнечного времени. Поэтому, разрабатывая прогноз, нужно перевести исходный момент t_0 в местное солнечное время. Выраженное в часах оно равно

$$t_{\text{СГВ}} + \lambda/15,$$

где λ — географическая долгота к востоку от Гринвича, выраженная в градусах; $t_{\text{СГВ}}$ — среднее гринвичское время.

В формулировке прогноза температуры общего пользования на сутки указывается минимальная температура воздуха на ночь и максимальная на день. При аномальном суточном ходе температуры, т. е. тогда, когда отсутствует ее максимум днем или минимум ночью, указывается ее изменение в течение суток (если это изменение составляет 5°C и более).

Минимальная и максимальная температуры по пункту указываются в интервале не более 2°C , а по территории — в интервале не более 5°C .

К опасным явлениям по температуре относятся:

- изменение максимальной или минимальной температуры на 10°C и более за сутки;
- сильный мороз или сильная жара, когда ожидается соответственно температура, близкая к абсолютному минимуму зимой и абсолютному максимуму летом;
- заморозок в воздухе или на почве в вегетационный период с охватом до 30 % площади района.

К стихийным (особо опасным) явлениям по температуре относятся:

- заморозок в воздухе или на почве в вегетационный период с охватом более 30 % площади района;
- понижение температуры воздуха в субтропиках до -7°C и ниже.

Имеется еще ряд деталей, которые необходимо знать при формулировке краткосрочного прогноза температуры. Они приведены в Наставлении по службе прогнозов.

20.2. Прогноз заморозков

Заморозком называют кратковременные понижения температуры воздуха ниже 0°C на уровне термометра в психрометрической будке (на высоте 2 м) и (или) на поверхности почвы на фоне преобладающих положительных температур.

Поэтому различают *общие* заморозки, когда температура становится отрицательной на высоте 2 м и на поверхности почвы; *заморозки на почве*, когда на уровне психрометрической будки измерения показывают положительную температуру, а на почве она ниже 0°C .

Заморозки могут быть радиационными, адвективными и адвективно-радиационными.

Радиационные заморозки возникают в результате радиационного охлаждения приземного слоя воздуха в ночные часы, при прояснении и ослаблении ветра. Часто они бывают только на почве и местах.

Адвективные заморозки связаны с вторжением холодной воздушной массы с температурой ниже 0°C . Они являются общими, наблюдаются в любое время суток и охватывают большие территории.

Под *адвективно-радиационными* принято понимать заморозки, возникающие в результате радиационного охлаждения подстилающей поверхности и приземного слоя воздуха в первую ночь после вторжения холодной воздушной массы с положительной, но близкой к 0°C температурой.

Заморозки, появившиеся в аналогичной ситуации во вторую и последующие ночи после вторжения холодного воздуха, уже относятся к категории радиационных.

Заморозки отмечаются при вполне определенных, характерных для данного региона синоптических процессах. Чаще всего они возникают в гребнях и антициклонах, сформированных в арктическом воздухе, а также в тыловых частях циклонов. При таких процессах заморозки носят адвективный и адвективно-радиационный характер. Радиационные заморозки возникают в малоградиентных барических полях при малооблачной погоде со слабыми ветрами.

Поэтому первым этапом прогноза заморозков является оценка степени угрозы их появления в связи с ожидаемым синоптическим положением. Основой же прогноза общих заморозков является прогноз минимальной температуры воздуха способами, рассмотренными в предыдущем параграфе. Необходимо учитывать влагосодержание холодного воздуха и иметь в виду следующие эмпирические правила:

— если в 21 ч точка росы оказалась ниже 0°C , то ночью следует ожидать заморозок;

— если в 21 ч точка росы была ниже 2°C , то при ожидаемой ночью безоблачной тихой погоде может возникнуть заморозок;

— при точке росы выше 2°C заморозок маловероятен.

Заморозки не возникают после ливневого дождя во второй половине дня, выпавшего на прогретую почву. В этих случаях точка росы заметно увеличивается, а температура воздуха понижается, что обычно приводит в ночные часы к образованию тумана, препятствующего возникновению заморозка.

Успешность прогноза радиационных и адвективно-радиационных заморозков в значительной мере зависит от степени изученности местных условий, влияющих на их образование, особенно рельефа.

Наибольшую сложность представляет прогноз радиационных заморозков на почве, поскольку температура почвы может существенно отличаться от температуры воздуха на уровне 2 м. Эти отличия определяются условиями теплообмена поверхностного слоя почвы с более глубокими ее слоями и прилегающим к земной поверхности атмосферным воздухом. Учет этих различий при прогнозе производится путем установления для каждой станции статистических связей между температурой воздуха на уровне 2 м и температурой на поверхности почвы в момент наступления заморозка. Такие связи должны устанавливаться не только в зависимости от консервативных характеристик района, таких как рельеф и тип почвы, но и от переменных во времени факторов: скорости ветра, облачности, влажности почвы, наличия или отсутствия продувтов наземной конденсации, стратификации температуры в приземном слое атмосферы, влажности воздуха.

Некоторые примеры влияния отдельных факторов на отличия в значениях температуры на высоте 2 м и на поверхности почвы были приведены в гл. 6. Укажем еще на то, что при скорости ветра более 5 м/с, в связи с возникающим интенсивным турбулентным обменом, разница между температурой воздуха на уровне 2 м и на поверхности почвы (ΔT) практически отсутствует.

При слабых ветрах:

— на открытом ровном месте и незаболоченной почве среднее значение $\Delta T \approx 3^\circ\text{C}$, а максимальное — 6—8 $^\circ\text{C}$;

— при наличии небольших неровностей, приводящих к застою воздуха в тонком прилегающем к Земле слое толщиной до 1 м, среднее значение ΔT повысится до 4—5 $^\circ\text{C}$, а максимальное — до 10 $^\circ\text{C}$;

— при наличии слоя выхолаженного воздуха толщиной более 2 м (в долинах, котловинах, на лесных полянах) среднее значение ΔT уменьшается до 1 $^\circ\text{C}$, а максимальное — до 3—4 $^\circ\text{C}$;

— над сухими торфянистыми почвами значения ΔT могут достигать 10—11 $^\circ\text{C}$.

Прогноз радиационных заморозков как общих, так и на почве в однородных воздушных массах при скорости ветра не более 5—6 м/с и облачности менее 8—10 баллов можно составлять по номограммам, приведенным в Руководстве. Там же рассматривается алгоритм и пример расчета.

20.3. Прогноз температуры воздуха в свободной атмосфере

Согласно уравнению (6.20),

$$\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_b + \Delta T_c;$$

где ΔT — локальное изменение температуры; ΔT_a — локальное изменение температуры за счет адвекции; ΔT_b — локальное измене-

ние температуры за счет вертикальных движений, т. е. переноса поля температуры по вертикали и адиабатического изменения давления при перемещении воздуха в вертикальном направлении; ΔT_q — локальное изменение температуры за счет притока тепла, т. е. за счет неадиабатической трансформации.

Как уже указывалось в гл. 6, локальные изменения температуры за счет притока тепла ΔT_q в свободной атмосфере, как правило, невелики и поэтому, учитывая сложность их расчета, ими можно пренебречь. Тем не менее в методе прогноза температуры на высотах, описанным в Руководстве, предусматривается их статистический учет совместно с локальными изменениями температуры, обусловленными вертикальными движениями. Формулу для прогноза температуры воздуха в свободной атмосфере $T_{пр}$ с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч в этом случае можно записать следующим образом:

$$(T_{пр})_{\Delta t} = (T_a)_{\Delta t} + (\Delta T_{q в})_{\Delta t}, \quad (20.14)$$

где $\Delta t = 12, 24, 36$ ч; $\Delta T_{q в}$ — суммарное локальное изменение температуры за счет притоков тепла и вертикальных движений.

Учитывается ранее упомянутый факт, что с адвекцией тепла чаще всего связаны восходящие движения, которые при обычно устойчивой температурной стратификации атмосферы приводят к понижению температуры, а с адвекцией холода — нисходящие движения, которые обуславливают, как правило, локальное повышение температуры. Кроме того, при адвекции тепла воздух при своем движении вдоль траектории охлаждается, а при адвекции холода — нагревается. Таким образом, локальные изменения температуры за счет вертикальных движений $\Delta T_{в}$ и за счет притока тепла ΔT_q имеют обычно один и тот же знак, причем обратный адвективному изменению температуры. Поэтому можно записать, что

$$(\Delta T_{q в})_{\Delta t} = a (\Delta T_a)_{\Delta t}, \quad (20.15)$$

где $a < 0$.

Значение коэффициента a получено эмпирически.

В теплое полугодие ($\Delta T_{q в}$) на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа следует рассчитывать по формулам:

$$(\Delta T_{q в})_{12} = -0,32 (\Delta T_a) \pm 0,4, \quad (20.16)$$

$$(\Delta T_{q в})_{24} = -0,44 (\Delta T_a)_{24}, \quad (20.17)$$

$$(\Delta T_{q в})_{36} = -0,54 (\Delta T_a)_{36} \pm 0,4. \quad (20.18)$$

Последние слагаемые в формулах (20.16) и (20.18) берутся со знаком плюс, если исходным является срок наблюдения в 03 ч мск, и со знаком минус, если исходным является срок наблюдений 15 ч мск.

Коэффициенты в формулах (20.16) — (20.18) получены для европейской части СССР в интервале широт 50—60° с. Для другой широтной зоны и другого региона они должны быть уточнены.

Для холодного полугодия аналитическая зависимость, описываемая формулой (20.15), представлена в виде графика (рис. 20.3). Входом в график является значение адвективного изменения температуры за $\Delta t = 12, 24$ и 36 ч.

Рассмотренный метод прогноза рекомендуется применять для прогноза собственно температуры. Прогноз кривой стратификации, являющийся промежуточной операцией при прогнозе конвективных явлений, имеет некоторые особенности, на которые будет обращено внимание при рассмотрении методов прогноза этих явлений.

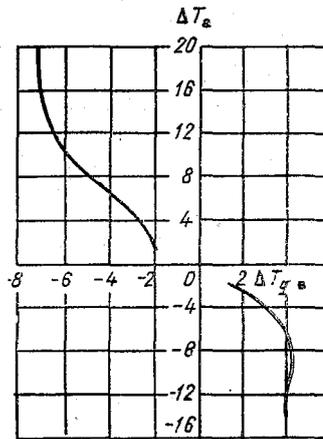


Рис. 20.3. График для расчета $\Delta T_{a \text{ в}}$ на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа в холодное полугодие.

20.4. Прогноз приземной влажности воздуха

В настоящее время наиболее употребляемыми характеристиками влажности воздуха являются точка росы T_d и дефицит точки росы $D = T - T_d$. С учетом этих характеристик и главных факторов, определяющих локальное изменение этих характеристик, по аналогии с уравнением (7.11) можно записать

$$\Delta T_d = (\Delta T_d)_a + (\Delta T_d)_в + (\Delta T_d)_т, \quad (20.19)$$

$$\Delta D = \Delta D_a + \Delta D_в + \Delta D_т, \quad (20.20)$$

где $\Delta T_d = dT_d/dt$ и $\Delta D = dD/dt$ — локальные изменения точки росы и ее дефицита;

$$(\Delta T_d)_a = -\left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y}\right) \quad \text{и} \quad \Delta D_a = -\left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y}\right)$$

— адвективные изменения точки росы и ее дефицита;

$$(\Delta T_d)_a = (\gamma_a T_d - \gamma T_d) \omega \quad \text{и} \quad \Delta D_в = (\gamma_a D - \gamma D) \omega$$

— локальные изменения точки росы и ее дефицита за счет вертикальных движений; $(\Delta T_d)_т$ и $\Delta D_т$ — локальные изменения точки росы и ее дефицита за счет суммы изменений этих характеристик при перемещении воздуха над подстилающей поверхностью с разной степенью увлажнения, т. е. $(\Delta T_d)_т = p_1 (\Delta T_d)_a$ и $\Delta D_т = p_2 \Delta D_a$

и суточного хода этих характеристик $(\Delta T_d)'_{\tau} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}$ и $\Delta D'_{\tau} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial D}{\partial z}$. Здесь p_1 и p_2 — эмпирические коэффициенты, учитывающие среднюю интенсивность турбулентного обмена влагой между приземным слоем воздуха и почвой при движении воздуха по траектории, k — коэффициент турбулентности.

В соответствии с формулами (20.19) и (20.20) построен один из наиболее теоретически обоснованных и практически разработанных методов прогноза T_d и D у поверхности Земли. При этом учтено, что на уровне психрометрической будки $\omega = 0$, и поэтому вторые члены в правых частях уравнений (20.19) и (20.20) опускаются. Тогда на основании формул (20.19) и (20.20) можно записать, что

$$T_d = (T_d)_a - (\Delta T_d)'_{\tau} + (\Delta T_d)''_{\tau}, \quad (20.21)$$

$$D = D_a + \Delta D'_{\tau} + \Delta D''_{\tau}. \quad (20.22)$$

В рассматриваемом методе третьи члены правых частей представлены следующим образом:

$$(\Delta T_d)''_{\tau} = p_1 (\Delta T_d)_a = k_1 (T_{dк} - T_{dн}),$$

$$\Delta D''_{\tau} = p_2 \Delta D_a = k_2 (D_{к} - D_{н}).$$

Поскольку $(\Delta T_d)_a = -(T_{dк} - T_{dн})$ и $\Delta D_a = -(D_{к} - D_{н})$, то $k_1 = -p_1$ и $k_2 = -p_2$.

Здесь $T_{dк}$ и $D_{к}$ — значения точки росы и ее дефицита в конечной точке траектории, а $T_{dн}$ и $D_{н}$ — в ее начальной точке.

Вторые члены правых частей равенств (20.21) и (20.22) имеют следующий вид:

$$(\Delta T_d)'_{\tau} = \pm (a_N A_{T_d})_{1,2,3} \text{ и } \Delta D'_{\tau} = \pm (a_N A_D)_{1,2,3},$$

где A_{T_d} и A_D — средние месячные амплитуды точки росы и ее дефицита, снимаемые с карт, приведенных в Руководстве; 1, 2, 3 — порядковые номера 12-часовой траектории, на середине которой определяются A_{T_d} и A_D (см. рис. 20.1); a_N — эмпирические коэффициенты, приведенные в табл. 20.4.

Для выбора этих коэффициентов используются сведения о количестве облаков в исходный момент, приведенном к нижнему ярусу по формуле (6.36). Значения a_N выбираются в зависимости от момента времени, на который разрабатывается прогноз (03 или 15 ч мск), и от соотношения между средним многолетним и фактическим значениями количества облаков в пункте, для которого разрабатывается прогноз. Карты средних многолетних значений количества облаков, приведенного к нижнему ярусу, даны в Руководстве.

Таблица 20.4

Значения коэффициентов $(a_N)_{\Delta t}$ в зависимости от соотношения между фактической исходной ($N_{\text{исх}}$) и климатической (\bar{N}) облачностью и от моментов времени, на которые разрабатывается прогноз

Срок, ч мск	Соотношения	$(a_N)_{\Delta t=12, 24, 36 \text{ ч}}$
03	$N_{\text{исх}} = \bar{N}$	0,7
	$N_{\text{исх}} > \bar{N}$	0,6
	$N_{\text{исх}} < \bar{N}$	1,3
15	$N_{\text{исх}} = \bar{N}$	1,0
	$N_{\text{исх}} > \bar{N}$	0,5
	$N_{\text{исх}} < \bar{N}$	1,5

Рабочие формулы имеют следующий вид:

$$(T_d)_{12} = (T_d)_a + k_1 (T_{dк} - T_{dн}) \pm (a_N A_{T_d})_1, \quad (20.23)$$

$$D_{12} = D_a + k_2 (D_k - D_n) \pm (a_N A_D)_1, \quad (20.24)$$

$$(T_d)_{24} = (T_d)_a + k_1 (T_{dк} - T_{dн}) \mp (a_N A_{T_d})_1 \pm (a_N A_{T_d})_2, \quad (20.25)$$

$$D_{24} = D_a + k_2 (D_k - D_n) \mp (a_N A_D)_1 \pm (a_N A_D)_2, \quad (20.26)$$

$$(T_d)_{36} = (T_d)_a + k_1 (T_{dк} - T_{dн}) \pm (a_N A_{T_d})_1 \mp (a_N A_{T_d})_2 \pm (a_N A_{T_d})_3, \quad (20.27)$$

$$D_{36} = D_a + k_2 (D_k - D_n) \pm (a_N A_D)_1 \mp (a_N A_D)_2 \pm (a_N A_D)_3. \quad (20.28)$$

В формулах (20.23)–(20.28) знак при последних членах определяется тем, на восходящей или нисходящей ветви суточного хода производится расчет. Поэтому при прогнозе на 15 ч мск берутся верхние знаки, а при прогнозе на 03 ч мск — нижние; $k_1 = 0,1$ и $k_2 = 0,2$ — эмпирические коэффициенты; $T_{d12, 24, 36}$ и $D_{12, 24, 36}$ — прогностические значения точки росы и ее дефицита через 12, 24 и 36 ч после исходного момента для разработки прогноза (см. рис. 20.1); $T_{dк}$, D_k , $T_{dн}$, D_n — значения точки росы ее дефицита в конечной и начальной точках прогностической траектории; $(A_{T_d})_{1, 2, 3}$ и $(A_D)_{1, 2, 3}$ определяются в средних точках 12-часовых отрезков траекторий воздушных частиц, пронумерованных по порядку, начиная от наиболее близкой к пункту, для которого разрабатывается прогноз (см. рис. 20.1).

Прогноз влажности по формулам (20.23)–(20.28) составляется по исходным данным в 03 ч мск на 15 ч мск текущих суток и 03 и 15 ч следующих, а по исходным данным за 15 ч мск на 03 и 15 ч следующих суток и 03 ч последующей ночи при влажной подстилающей поверхности, при которой обычно наблюдается вто-

рой тип суточного хода (см. гл. 7), т. е. когда имеется один максимум днем и один минимум ночью. При сухой подстилающей поверхности, соответствующей обычно первому типу суточного хода влажности, с двумя максимумами (утром и вечером) и двумя минимумами (ночью и днем), слагаемые с индексами 1, 2 и 3 в формулах (20.23) — (20.28) берутся с противоположными знаками.

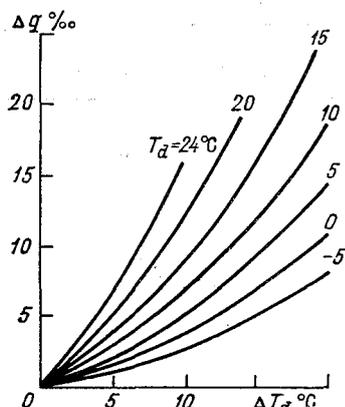


Рис. 20.4. График связи между изменениями массовой доли водяного пара Δq и точки росы ΔT_p при различных значениях T_a .

Проверка этого метода на прогностическом материале (при допуске $\pm 2^\circ\text{C}$) дала для прогноза за 12, 24 и 36 ч оправдываемость T_a соответственно 89,1, 84,2 и 83,3 % и оправдываемость D , равную 79,7, 83,5 и 60,0 %.

При приближенной оценке ожидаемого трансформационного изменения T_a за счет перемещения воздуха над подстилающей поверхностью с различным увлажнением целесообразно учитывать данные, приведенные в табл. 7.4, и комментарии к ним. Кроме того, полезно использовать некоторые другие сведения. Так, при пере-

мещении воздуха над однородно увлажненной поверхностью почвы и при ожидаемом повышении температуры имеет место такое соотношение между трансформационными изменениями массовой доли водяного пара $\Delta q_T''$ и температуры $\Delta T_T''$:

$$\Delta q_T'' = 0,7q_0 \Delta T_T'', \quad (20.29)$$

где q_0 — массовая доля водяного пара в начале траектории.

Переход от $\Delta q_T''$ и $\Delta T_T''$ можно произвести с помощью психрометрических таблиц, аэрологических диаграмм или графика, приведенного на рис. 20.4.

При перемещении воздуха с сухой почвы на размокшую или сырую его влажность увеличивается таким образом, что $\Delta T_a'' \approx 0,5 D_a$. Если воздух перемещается с сухой почвы на влажную, то значение $\Delta T_a''$, полученное для случая перемещения на сырую и размокшую почву, следует уменьшить на 2°C . Когда воздух перемещается с влажной, сырой или размокшей почвы на сухую, то точка росы понижается в среднем на $1,5^\circ\text{C}$ за сутки. При перемещении воздуха над сухой почвой его точку росы можно считать неизменной.

В воздухе, в котором водяной пар достиг состояния насыщения, трансформационные изменения точки росы равны трансформационным изменениям его температуры.

В холодное полугодие в связи с низким влагосодержанием воздуха при отрицательных температурах рекомендуется принимать трансформационные изменения точки росы равными трансформационному изменению температуры и при $D \neq 0$. При этом, если трансформационное понижение температуры по абсолютному значению окажется больше дефицита точки росы, то за T_d принимается значение температуры воздуха с учетом поправки на трансформацию. Это правило применимо как для приземного слоя, так и для изобарических поверхностей 850 и 700 гПа.

В остальных случаях надежных правил для оценки трансформационных изменений влажности на высотах при ее прогнозе не имеется. Поэтому рекомендуется пользоваться в качестве прогностических T_d и D на главных изобарических поверхностях их адвективными значениями или пользоваться при возможности результатами расчетов по синоптико-гидродинамическому методу прогноза температуры воздуха и влажности в свободной атмосфере и у поверхности Земли, рассмотренному в следующем параграфе.

20.5. Синоптико-гидродинамическая схема прогноза температуры воздуха и точки росы у поверхности Земли и в свободной атмосфере

Метод разработан А. Н. Мерцаловым и используется в Гидрометцентре СССР для прогноза температуры воздуха и точки росы у поверхности Земли и на изобарических поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч по данным наблюдений в 00 ч ГСВ (03 ч мск). Расчеты ведутся по уравнениям регрессии, численные значения параметров в которых получены по эмпирическим данным. Результаты гидродинамического прогноза и объективного анализа полей геопотенциала используются при построении прогностических траекторий для каждого узла сетки. Координаты начальных точек траекторий, поскольку они, как правило, не совпадают с узлами сетки, вычисляются путем билинейной интерполяции. Таким же образом по результатам объективного анализа температуры и точки росы производится интерполяция T и T_d в начальные точки прогностических траекторий.

Расчеты ведутся на ЭВМ для территории Европы и частично Западной Сибири и Казахстана. Расчетная область имеет 16×12 узлов прямоугольной сетки с шагом 300 км. Результаты прогноза в дальнейшем используются при расчете кривых стратификации и точки росы, а также количества осадков.

Прогноз температуры ($T_{пр}$) и точки росы ($T_{d пр}$) на изобарических поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа осуществляется по упрощенному варианту уравнений регрессии, полученных для сред-

ней полосы европейской части СССР по материалам зимних и летних месяцев. Эти уравнения имеют следующий вид:

$$T_{\text{пр}} = T_a + F_1(\Delta T_a - F_3) + F_2(T_a - F_4) + F_5, \quad (20.30)$$

$$T_{d \text{ пр}} = T_{d a} + C_1(\Delta T_{d a} - C_3) + C_2(D_a - C_4) + C_5, \quad (20.31)$$

где T_a и $T_{d a}$ — адвективные значения температуры и точки росы; ΔT_a и $\Delta T_{d a}$ — адвективные изменения температуры и точки росы; D_a — адвективное значение дефицита точки росы, равное $T_a - T_{d a}$; F_4 — среднее значение T_a по всем узлам сетки (\bar{T}_a); $F_5 = -0,7 F_3 + 0,4$ при прогнозе на 12 и 36 ч и $F_5 = -0,7 F_3$ при прогнозе на 24 ч; F_1, F_2, F_3 и $C_1 - C_5$ — параметры уравнений регрессии, зависящие от времени года, заблаговременности прогноза и изобарической поверхности.

Использование формул (20.30) и (20.31) позволяет улучшить прогноз T и T_d примерно на 20 % по сравнению с прогнозами, в которых принималось, что $T_{\text{пр}} = T_a$ и $T_{d \text{ пр}} = T_{d a}$.

Прогностическая приземная температура при заблаговременности прогноза, равной 24 ч, принимается равной T_a . При заблаговременности прогноза 12 или 36 ч приземная температура предвычисляется по формуле

$$T_{\text{пр}} = (1 - 0,1\bar{D})(T_p - \Delta T_{\text{сх}}) + 0,1\bar{D}T_2, \quad (20.32)$$

где T_p — прогностическое значение температуры в первом приближении, рассчитанное по уравнениям регрессии

$$T_p = T_a - (0,4 - 0,2A)\Delta T_a + A - 1 \quad (\text{при адвекции тепла}), \quad (20.33)$$

$$T_p = T_a - (0,2 + 0,2A)\Delta T_a + A - 1 \quad (\text{при адвекции холода}). \quad (20.34)$$

В формулах (20.32) — (20.34): T_a — адвективная температура, определенная с помощью прогностической траектории, построенной как средняя между траекториями на изобарических поверхностях 1000 и 850 гПа; ΔT_a — адвективное изменение температуры; A — параметр, зависящий от сезона и принимающий значение, равное 0 в декабре — январе и 1 — в июне — июле, а в остальные месяцы — промежуточные значения; \bar{D} — осредненное значение дефицита точки росы на поверхностях 850, 700 и 500 гПа с весами, убывающими с высотой. Осредняются значения, средние между начальным дефицитом для данных полусуток (при прогнозе на 36 ч — для третьих полусуток после исходного момента) в начальной точке соответствующего отрезка траектории (см. рис. 20.1) и прогностическим значением дефицита на этих изобарических поверхностях в узле сетки, для которого разрабатывается прогноз. При $\bar{D} > 5^\circ\text{C}$ принимается, что $\bar{D} = 5^\circ\text{C}$; T_2 — температура на изобарической поверхности 1000 гПа, которая получается при сухоадиабатическом опускании с мая по август с изобарической поверхности 850 гПа, с ноября по февраль с изобарической поверхности 950 гПа и в остальные месяцы с изобарической поверхности

900 гПа. Накладывается ограничение $T_{\text{пр}} \leq T_2 + 0,5$; $\Delta T_{\text{сх}}$ — изменение температуры, обусловленное суточным ходом, вычисляемое по формуле

$$\Delta T_{\text{сх}} = [(0,1\bar{D} + 0,2)(1,3 - 0,2S) + 0,1 \cdot 0,2\bar{D} - 0,1] k A_{\text{я}}, \quad (20.35)$$

где S — длина прогностической траектории для данных полусуток в долях шага сетки (300 км); $A_{\text{я}}$ — амплитуда суточного хода температуры воздуха при ясном небе; k — множитель, учитывающий влияние облачности.

При расчете по формуле (20.35) приняты ограничения:

$$0,1\bar{D} + 0,2 < 1,1; S \geq 1; 0,2D \leq 1; k \geq 0,1.$$

Ошибки прогнозов приземной температуры воздуха по формулам (20.32) — (20.35) с заблаговременностью 24 ч на срок 03 ч мск близки к ошибкам синоптического прогноза минимальной температуры по пункту на ближайшую ночь. При прогнозе температуры на 15 ч мск следующего дня (заблаговременность 36 ч) ошибки несколько больше ошибок синоптических прогнозов максимальной температуры воздуха.

Прогностическое значение приземной точки росы рассчитывается по формуле

$$T_{d\text{пр}} = T_{d\text{а}} - 0,2(\Delta T_d)_a + C, \quad (20.36)$$

где $T_{d\text{а}}$ — адвективная точка росы; $(\Delta T_d)_a$ — адвективное изменение точки росы; $C = 0,5$ при прогнозе с заблаговременностью 12 и 36 ч и $C = 0$ при прогнозе на 24 ч.

Если в каком-либо узле сетки на любой поверхности расчет покажет, что $T_{d\text{пр}} > T_{\text{пр}}$, то принимается, что $T_{d\text{пр}} = T_{\text{пр}}$. Количество сконденсировавшейся влаги учитывается при прогнозе количества осадков.

Преимуществом рассмотренного метода является возможность получения за короткий промежуток времени (за счет применения ЭВМ) прогнозов температуры и влажности по большой территории и для большого числа уровней. Технология расчетов позволяет производить дальнейшее усовершенствование прогностических зависимостей.

ГЛАВА 21. ПРОГНОЗ ТУМАНОВ И ВИДИМОСТИ

21.1. Классификация туманов

Туманом называется помутнение приземного слоя воздуха из-за наличия в нем взвешенных капель воды, ледяных кристаллов или их смеси, при котором горизонтальная дальность видимости ста-

новится менее 1 км хотя бы в одном направлении. Аналогичное явление при горизонтальной видимости 1 км и более называют *дымкой*.

По агрегатному состоянию воды все туманы могут быть классифицированы как *капельные*, *ледяные* и *смешанные*. Большинство туманов являются мелкокапельными даже при отрицатель-

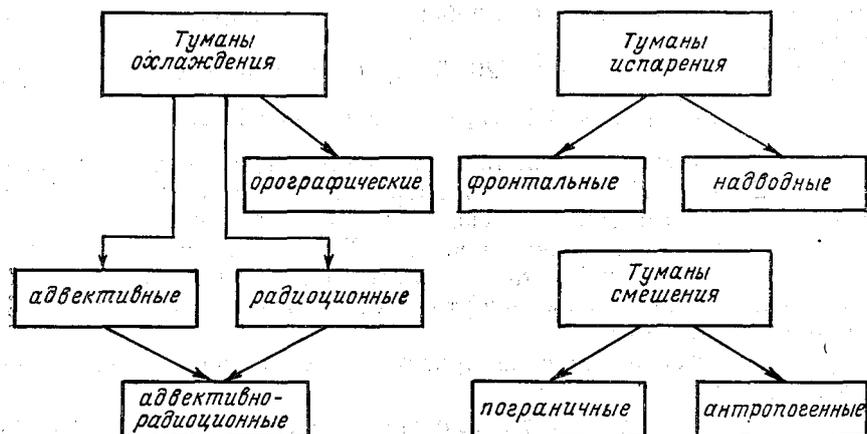


Рис. 21.1. Генетическая классификация туманов.

ных температурах. В смешанных туманах переохлажденные капли отмечаются при температурах до -40°C . Наибольшую повторяемость в туманах имеют капли радиусом 5—15 мкм.

По синоптическому положению, при котором возникают туманы, они делятся на *фронтальные*, образование которых связано с термодинамическими процессами в области фронтальных разделов, и *внутримассовые*.

В зависимости от вертикальной протяженности туманы подразделяются на *поземные* (с верхней границей до 2 м), *низкие* (с верхней границей от 2 до 10 м), *средние* (с верхней границей от 10 до 100 м) и *высокие* (с верхней границей, превышающей 100 м).

По степени ухудшения горизонтальной видимости туманы принято делить на *слабые* (видимость 500—1000 м), *умеренные* (видимость 200—500 м), *сильные* (видимость 50—100 м) и *очень сильные* (видимость менее 50 м).

Наибольшее значение применительно к задаче разработки методов краткосрочного прогноза туманов имеет их генетическая классификация (рис. 21.1).

Туманы охлаждения возникают за счет приближения влажности воздуха к состоянию насыщения при понижении температуры

воздуха. При этом охлаждение воздуха в приземном слое может происходить в результате следующих причин:

- при перемещении влажного воздуха на относительно холодную подстилающую поверхность;
- при понижении температуры подстилающей поверхности за счет ее радиационного охлаждения;
- при адиабатическом расширении воздуха.

Туманы, возникающие по первой причине, называются *адвективными*, а по второй — *радиационными*. В тех случаях, когда понижение температуры воздуха при его перемещении на относительно холодную подстилающую поверхность в дальнейшем усиливается его охлаждением от радиационно выхолаживающейся подстилающей поверхности, могут возникать туманы, которые принято называть *адвективно-радиационными*.

Понижение температуры воздуха при его адиабатическом расширении может сопровождаться образованием тумана практически только при натекании воздуха на склоны возвышенностей, обеспечивающем значительное перемещение воздуха по вертикали, а следовательно, ощутимое его охлаждение. Поэтому возникающие при этом туманы называют *орографическими*. Охлаждение воздуха при его адиабатическом расширении без подъема в вертикальном направлении, т. е. при значительном падении давления у поверхности Земли, что может наблюдаться, например, при резком углублении ложбины, как правило, только способствует образованию тумана при наличии более существенных причин для его возникновения.

Туманы испарения возникают только тогда, когда температура испаряющей поверхности выше температуры приземного слоя воздуха. Поэтому они образуются или над водной поверхностью — *надводные туманы*, или при испарении капель дождя, выпадающего из теплой надфронтальной воздушной массы, в холодном подфронтальном воздухе — *фронтальные туманы*.

Образование туманов возможно при смешении двух воздушных масс с разной температурой и влажностью. Эти туманы называют *туманами смешения*. Они возникают вблизи границ раздела между теплыми и холодными морскими течениями, вблизи морских побережий. Такие туманы можно назвать *пограничными*. Кроме того, туманы могут образовываться при поступлении водяного пара в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. Водяной пар в этом случае играет роль второй теплой и влажной воздушной массы в процессе смешения. Такие туманы могут быть названы *антропогенными*.

Разумеется, что любой туман, как правило, возникает под действием нескольких факторов. Но обычно один из них является превалирующим. На этом основании и построена генетическая классификация туманов.

21.2. Температура туманообразования

В формулировке прогноза появление тумана любого вида может указываться в том случае, если в прогностический период ожидается температура, равная или более низкая, чем температура туманообразования $T_{\text{то}}$, т. е. в условиях, когда $T \leq T_{\text{то}}$.

Таким образом, для того чтобы дать прогноз возникновения тумана, необходимо предварительно спрогнозировать как температуру воздуха, так и температуру туманообразования. Методы прогноза температуры были рассмотрены в предыдущей главе.

Прогноз температуры туманообразования основывается на следующих соображениях. Известно из результатов наблюдений, что при положительных температурах конденсация водяного пара, происходящая на ядрах конденсации, начинается при относительной влажности несколько ниже 100 % (97—99 %), а при отрицательных температурах — при еще более низких ее значениях.

Следовательно, помутнение атмосферы в связи с появлением продуктов конденсации начинается при температуре воздуха превышающей точку росы T_d на некоторую величину, равную ΔT_1 . Однако, для того чтобы видимость стала менее 1 км, необходимо образование в единице объема воздуха достаточно большего количества капель или кристаллов, что может быть обеспечено понижением температуры после начала конденсации на величину ΔT_2 .

Следовательно, температура туманообразования может быть представлена в следующем виде:

$$T_{\text{то}} = T_d + \Delta T_1 - \Delta T_2 = T_d + \Delta T_{\text{то}}, \quad (21.1)$$

где T_d — точка росы в момент начала конденсации; $\Delta T_{\text{то}}$ — поправка, учитывающая совместное влияние наличия ядер конденсации в атмосфере и влажности воздуха, необходимой для того, чтобы дальность видимости стала менее 1 км.

Величина $\Delta T_{\text{то}}$ зависит от температуры воздуха. При положительных температурах дефицит влажности в тумане $\Delta T_d = \Delta T_{\text{то}}$ в среднем равен $0,6^\circ\text{C}$. При отрицательных температурах ΔT_d в момент образования ледяного тумана может быть приближенно рассчитано по формуле

$$\Delta T_d = 0,1 |T_d|, \quad (21.2)$$

где T_d в $^\circ\text{C}$.

Как видно из формулы (21.1), прогноз температуры туманообразования предусматривает прогноз точки росы в момент начала конденсации. Этот прогноз основывается на учете физических процессов, приводящих к ее изменению в период от исходного момента для прогноза и до момента начала конденсации. Поскольку эти процессы при образовании туманов различных типов протекают по-разному, то при физико-статистическом прогнозе тумана, кото-

рый обычно используется в синоптической практике, учет температуры туманообразования производится на основе привлечения различных предикторов. Это обстоятельство, в частности, определяет, невозможность разработки универсального метода прогноза туманов всех типов. Но всегда прогноз должен включать в себя оценку вероятности образования тумана, его сохранения или смещения из другого района и времени его образования (появления) и рассеяния (сноса с территории).

21.3. Прогноз адвективных туманов

Прогноз адвективного тумана основывается на оценке прогностического синоптического положения. При этом следует учитывать, что такой туман может возникнуть только при адвекции теплого достаточно влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. Поэтому наиболее благоприятные условия для возникновения адвективного тумана создаются в тыловой части антициклона, в передней части циклона и в его теплом секторе.

Возникновение адвективного тумана возможно при достаточно интенсивном охлаждении приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности, с тем чтобы оно было в состоянии компенсировать турбулентный перенос продуктов конденсации вверх. В противном случае они будут скапливаться не у поверхности Земли, а на некоторой высоте, образуя низкую слоистую облачность.

Адвективный туман возникает обычно при скорости ветра на уровне флюгера не более 12 м/с и на расстоянии от границы, разделяющей теплую и холодную подстилающие поверхности, 100—200 км. Причем это расстояние тем меньше, чем больше влажность воздуха, поступающего на холодную подстилающую поверхность.

Адвективные туманы могут наблюдаться в любое время суток, хотя чаще всего они уплотняются ночью в связи с добавочным радиационным охлаждением приземного слоя воздуха. При слабой адвекции тепла туманы могут возникать только в ночные часы, после восхода Солнца они рассеиваются. Такие туманы являются *адвективно-радиационными*.

При образовании адвективного тумана разность температур в начале и конце траектории обычно составляет 1—3 °С, а дефицит точки росы в начале траектории чаще всего не превышает 2 °С при положительных температурах и 3 °С при отрицательных. Если скорость ветра на уровне флюгера более 10 м/с и разность температур в начале и конце траектории 7 °С и более, то возникновение адвективного тумана возможно при большем дефиците точки росы в начале траектории (до 3 °С).

Температура адвективного тумана может меняться за счет локального изменения точки росы за время, истекшее от исходного момента до образования тумана. Это изменение определяется го-

горизонтальным перемещением воздуха и процессами обмена влагой между прилегающим к земной поверхности слоем воздуха и почвой, а также более высокими воздушными слоями. Таким образом, температура точки росы в момент образования тумана [T_d в формуле (21.1)] может быть представлена в следующем виде:

$$T_d = T_{d0} + \Delta T_{da} + \Delta T_{dT} = T'_d + \Delta T_{dT}, \quad (21.3)$$

где T_{d0} — точка росы на станции в исходный момент; ΔT_{da} — адвективное изменение точки росы; T'_d — точка росы в начале траектории; ΔT_{dT} — трансформационное изменение точки росы.

Следовательно, температура туманообразования равна

$$T_{то} = T'_d + \Delta T_1 - \Delta T_2 + \Delta T_{dT} = T'_d - \delta T_d. \quad (21.4)$$

Дефицит точки росы в момент начала конденсации ΔT_1 зависит от температуры воздуха, т. е. практически от T'_d , поскольку в условиях, благоприятных для образования тумана, дефицит точки росы в начале траектории невелик. Понижение температуры ΔT_2 , необходимое для получения требуемой степени помутнения атмосферы, удовлетворяющей определению тумана, определяется влагосодержанием воздуха, т. е. пропорционально T'_d . Трансформационное изменение температуры туманообразования T_{dT} определяется степенью увлажнения подстилающей поверхности, интенсивностью турбулентного обмена (скоростью ветра и температурной стратификацией) и стратификацией влажности вдоль траектории движения теплой воздушной массы. Так как образование адвективного тумана обычно происходит при сплошной низкой облачности, то трансформационные изменения температуры туманообразования, связанные с суточным ходом точки росы, малы и ими можно пренебречь. Наибольшее влияние на образование адвективного тумана оказывает понижение температуры теплого воздуха при его движении вдоль траектории, пропорциональное адвективному изменению температуры, т. е. горизонтальному градиенту температуры вдоль траектории. Используя этот предиктор, а также ожидаемую скорость ветра, чем достигается в некоторой степени учет трансформационных изменений температуры и точки росы в перемещающемся воздухе, можно в первом приближении дать альтернативный прогноз адвективного тумана по эмпирическому графику, приведенному на рис. 21.2.

График позволяет прогнозировать возникновение и перемещение адвективного тумана в пункт, для которого разрабатывается прогноз с заблаговременностью 8—10 ч тогда, когда в исходный момент наблюдалась низкая слоистая облачность. Рекомендуется качественно учитывать ожидаемую температурную стратификацию в подынверсионном слое в пункте, для которого разрабатывается прогноз. Если $\gamma < \gamma_{ва}$, то вероятность адвективного тумана увели-

чивается. При $\gamma > \gamma_{ва}$, наоборот, возрастает вероятность того, что сохранится низкая облачность, а туман не образуется или не будет

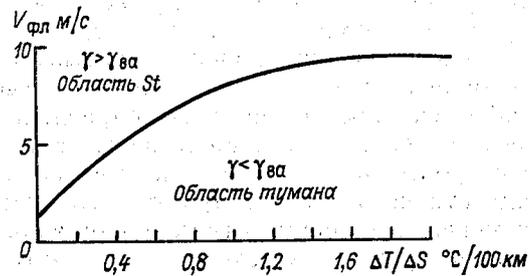


Рис. 21.2. График И. В. Кошеленко для прогноза адвективного тумана.

перенесен из района, где он был в исходный момент времени. Действительно, с увеличением γ возрастает интенсивность турбулентного обмена, в результате чего понижение температуры вблизи земной поверхности становится менее значительным. Кроме того, продукты конденсации от поверхности Земли переносятся вверх и концентрируются под нижней границей инверсии.

Повышения успешности прогнозов адвективных туманов можно добиться на пути привлечения большего числа предикторов, перечень которых достаточно ясен из предшествующего изложения. Примером может служить график, приведенный на рис. 21.3. С его помощью уточняется зависимость факта появления адвективного тумана от предикторов, использованных при построении ранее рассмотренного демаркационного графика (см. рис. 21.2), путем привлечения в качестве дополнительного влияющего фактора дефицита точки росы в начале траектории (Δ'). Этот график представляет из себя комплекс двух диаграмм. По верхней части туман прогнозируется по предикторам $\Delta T/\Delta S$ и Δ' . Если точка попадает в область St, то туман в формулировке прогноза не указывается. В том случае, когда точка попадает в область тумана, то это заключение уточняется по нижнему графику с привлечением в качестве предиктора ожидаемой в пункте прогноза скорости ветра.

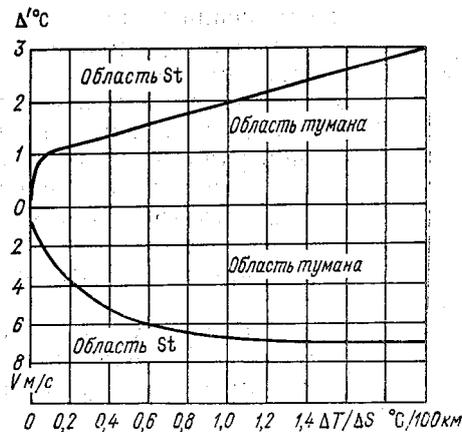


Рис. 21.3. График И. В. Петренко для прогноза адвективного тумана.

Расширение перечня предикторов, позволяющих более детально учитывать трансформационные изменения температуры воздуха и температуры туманообразования, открывает большие возможности для совершенствования методов прогноза адвективных туманов. Поэтому работы в этом направлении, учитывая большое влияние местных условий на процессы появления и рассеяния тумана, должны вестись во всех прогностических подразделениях.

Прогноз времени появления адвективного тумана дается на основе оценки скорости перемещения уже имевшейся в исходный момент зоны адвективного тумана. При этом следует иметь в виду возможность изменения площади и границ этой зоны к моменту ее появления в районе прогноза вследствие трансформации температуры и точки росы при ее перемещении, а также в суточном ходе. В тех случаях, когда ожидается возникновение адвективного тумана в течение прогностического периода, это время определяется как момент достижения температурой воздуха температуры туманообразования.

Рассеяния адвективного тумана следует ожидать в следующих случаях:

- при изменении направления и скорости ветра, в результате чего ослабевает или прекращается адвекция тепла, а также усиливается турбулентный обмен;
- при выпадении осадков и при переходе тумана в морось;
- при длительном перемещении капельного тумана над подстилающей поверхностью, покрытой снегом. Этот процесс особенно активно идет в диапазоне температур от -8 до -12°C , когда различие между точкой росы над водой и льдом наиболее значительно;
- при радиационном нагревании слоя тумана после восхода Солнца;
- при радиационном охлаждении верхней границы слоя тумана, приводящем к увеличению вертикального градиента температуры и, как следствие, к интенсификации турбулентного обмена.

21.4. Прогноз радиационных туманов

Радиационные туманы возникают в результате ночного охлаждения приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности, радиационный баланс которой в эти часы суток становится отрицательным. В связи с этим прогноз радиационного тумана следует разрабатывать в тех случаях, когда ночью ожидается малооблачная или ясная погода со слабым ветром, возникновение приземной инверсии температуры, а вечером отмечается малый дефицит точки росы. Особенно благоприятная ситуация для возникновения радиационного тумана создается, когда наряду с перечисленными условиями во второй половине дня почва увлажняется выпадением дождя.

Прогноз основывается на сравнении ожидаемой температуры туманообразования с минимальной температурой воздуха в ночные часы. Прогноз минимальной температуры разрабатывается рассмотренными ранее методами. При прогнозе температуры туманообразования следует учитывать все факторы, описываемые формулой (21.4). Однако, как следует из данных табл. 21.1, поскольку

Таблица 21.1

Повторяемость (%) образования радиационного и адвективно-радиационного туманов при различной скорости ветра на высотах 12 и 100 м. По П. В. Петренко

z м	V м/с								Сумма
	0	1	2	3	4	5	6	7	
12	57	29	13	1	0	0	0	0	100
100	6	22	36	20	12	3	1	0	100

радиационный туман возникает при слабых ветрах, то в этой формуле можно заменить значение точки росы в начале траектории T_d' на значение точки росы на станции в исходный момент T_{d0} . Тогда формула (21.4) применительно к прогнозу радиационного тумана приобретает следующий вид:

$$T_{т0} = T_{d0} + \Delta T_1 - \Delta T_2 + \Delta T_{dT} = T_{d0} - \delta T_d, \quad (21.5)$$

где δT_d — изменение точки росы от исходного момента до начала образования тумана.

Величина δT_d зависит от уже рассмотренных причин, т. е. от местных условий, начального значения точки росы, стратификации температуры и влажности и т. д. Величину δT_d обычно находят эмпирическим путем. При этом из числа предикторов исключают скорость ветра.

При оценке $T_{т0}$ применительно к прогнозу образования радиационного тумана стараются привлечь вечерние данные о T_{d0} , близкие к заходу Солнца. Так, на станциях, расположенных на европейской части СССР, принято использовать данные за 18 ч мск, что представляет определенные удобства, поскольку за этот срок наблюдений имеются кольцевые карты. При этом, в частности, может быть учтено увлажнение воздуха ранее выпавшим дождем или за счет испарения с влажной почвы, поскольку к этому моменту времени активное испарение с подстилающей поверхности уже прекращается. Поэтому поправка δT_d в формуле (21.5) всегда отрицательна. Наиболее существенно она зависит от начального значения точки росы T_{d0} . Ее абсолютное значение увеличивается по мере уменьшения T_{d0} . Например, в районе Москвы (аэропорт Быково) δT_d при T_{d0} в 18 ч 11—20°C составляет 1,7°C, при

$T_{d0} = -21 \dots -30^\circ\text{C}$ оно равно $3,4^\circ\text{C}$. Эти различия связаны с тем, что при отрицательных температурах содержание водяного пара при его насыщении в воздухе мало и для понижения видимости до значений, характерных для тумана (менее 1 км), нужно большее понижение точки росы, чем при положительных температурах, когда водяного пара в воздухе при его насыщении много.

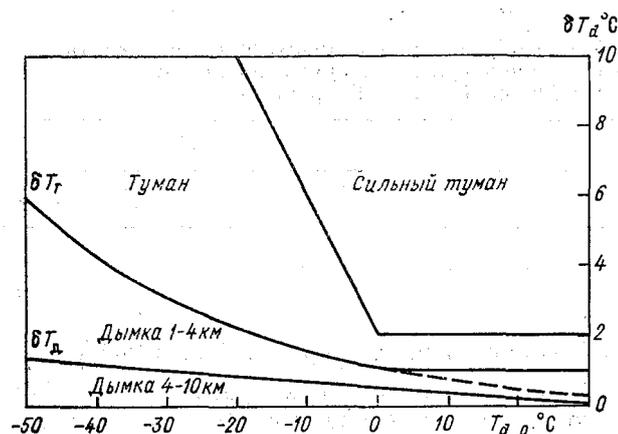


Рис. 21.4. Зависимость дополнительного понижения температуры воздуха δT_d , необходимого для образования дымки и туманов, относительно точки росы в 18 ч. По А. С. Звереву.

Зависимость добавочного охлаждения воздуха по отношению к точке росы в 18 ч от ее значения при образовании дымок и туманов различной интенсивности иллюстрирует рис. 21.4. На этом рисунке хорошо видно практическое отсутствие зависимости δT_d от T_{d0} при положительных температурах и существенная связь этих величин при температурах ниже нуля.

Ясность физической модели процесса образования радиационного тумана и возможность его описания с помощью данных сетевых наблюдений привели к тому, что методы прогноза радиационных туманов разработаны наиболее обстоятельно. К настоящему времени предложено несколько графических и аналитических методов альтернативного прогноза таких туманов. При этом привлекаются такие предикторы, как значения температуры и влажности воздуха перед заходом Солнца и в предшествующие моменты времени, ожидаемое в течение прогностического периода количество облачности различных ярусов, скорость ветра, вертикальный градиент температуры и т. д. На рис. 21.5 приведен один из таких графиков для прогноза температуры туманообразования. По нему видно, что с увеличением устойчивости воздушной массы в приземном слое повышается температура туманообразования, по-

сколько затрудняется перенос продуктов конденсации из приземного слоя вверх. В «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» приведен несколько иной график для прогноза температуры образования радиационного тумана. Приводятся такие диаграммы и в других публикациях, посвященных изучению туманов.¹

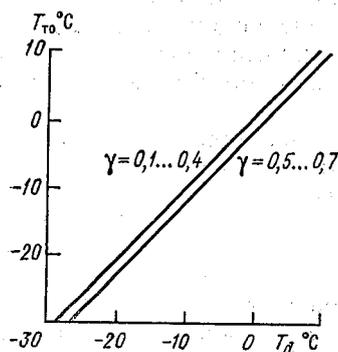


Рис. 21.5. График Н. В. Петренко для прогноза температуры туманообразования по T_d и γ в 18 ч мск.

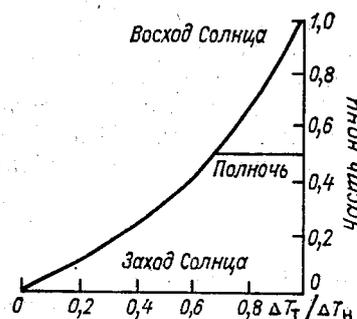


Рис. 21.6. График для определения времени образования радиационного тумана.

Температуру туманообразования можно рассчитать, используя бланк аэрологической диаграммы. Для этого следует воспользоваться данными табл. 21.2, по которой определяют Δq при T_{d0} . Затем на уровне p_0 находят изограмму, соответствующую T_{d0} , и от нее смещаются влево на Δq . В этой точке отсчитывают T , равное $T_{то}$.

Таблица 21.2

Количество сконденсированной влаги Δq (‰), необходимое для образования тумана при различной точке росы

$T_{d,0}$ °C	Δq ‰
—20... —10	0,1—0,2
—10... 0	0,2—0,4
0... 10	0,4—0,6
10... 20	0,6—0,8

¹ См., например, «Практикум по синоптической метеорологии». — Л.: Гидрометеоздат, 1983; Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. — Л.: Гидрометеоздат, 1985.

Для расчета $T_{\text{то}}$ можно также использовать эмпирическую формулу

$$T_{\text{то}} = \frac{2T_{d19} + T_{d13} + T_{d7} + T_{d1}}{5}.$$

Время образования радиационного тумана нетрудно определить путем графической интерполяции ночного понижения температуры воздуха между ее измеренным значением через 2—3 ч после захода Солнца и ее ожидаемым минимальным значением ($T_{\text{мин}}$). Момент, когда она достигнет $T_{\text{то}}$, принимается за время образования тумана.

Возможно также использование для этих целей графика, показанного на рис. 21.6. По оси ординат отложена часть ночи в долях единицы, а по оси абсцисс—отношение

$$\frac{T - T_{\text{то}}}{T - T_{\text{мин}}} = \frac{\Delta T_{\text{т}}}{\Delta T_{\text{н}}},$$

где $\Delta T_{\text{т}}$ —ожидаемое понижение температуры от исходного момента до момента образования тумана; $\Delta T_{\text{н}}$ —ожидаемое понижение температуры от исходного момента до наступления ночного минимума температуры.

Радиационные туманы почти всегда рассеиваются после восхода Солнца не позже чем через 1—2 ч. Осенью это время может достигать 3—5 ч. Обычно рассеяние тумана происходит тогда, когда температура воздуха достигает значения точки росы в момент захода Солнца.

Иногда радиационный туман может рассеяться и до восхода Солнца. Это возможно при перестройке полей метеорологических величин, приводящих к увеличению интенсивности турбулентного обмена, понижению влажности воздуха, прекращению радиационного охлаждения подстилающей поверхности, созданию условий для наземной конденсации.

Прогноз адвективно-радиационных туманов разрабатывается по схеме прогноза радиационных туманов с учетом влияния адвекции.

21.5. Прогноз орографических туманов

Орографические туманы, или туманы склонов, образуются в результате адиабатического охлаждения воздуха при его подъеме по наветренным склонам возвышенностей. При этом уровень конденсации должен быть ниже вершины возвышенности и над ней должна находиться инверсия температуры, препятствующая переносу продуктов конденсации от поверхности склона. Способствует возникновению таких туманов увлажнение воздуха выпадающими дождями.

Прогноз орографических туманов основывается на прогнозе синоптической обстановки и указанных выше метеорологических ус-

ловий, благоприятных для конденсации водяного пара в приземном слое, а также на учете орографических особенностей региона.

21.6. Прогноз надводных туманов испарения

Туман испарения над водной поверхностью возникает при перемещении холодного воздуха на теплую поверхность акватории моря, озера или реки. Вероятность его образования тем больше, чем значительнее разность температур водной поверхности и воздуха. При большой разности температур воздух — вода туман испарения образуется при сравнительно низкой относительной влажности воздуха:

Относительная влажность, %	90—85	85—80	80—75	75—70
ΔT °С	8,6	9,7	12,6	14,5

Температура туманообразования за счет притока влаги к воздуху возрастает, так как в формуле (21.1) величина $\Delta T_{\text{то}} > 0$, что обеспечивает ее сближение с температурой воздуха и начало процесса конденсации.

Надводные туманы испарения обычно наблюдаются над незамерзающими заливами арктических морей, вблизи кромки арктических льдов, над незамерзающими зимой реками с быстрым течением. К аналогичным по условиям образования туманам испарения следует относить иногда возникающие после захода Солнца над влажной, чаще всего заболоченной теплой почвой поземные туманы. Эти туманы, когда температура почвы начнет понижаться, в дальнейшем могут сохраниться или усилиться как радиационные или рассеяться, если влажность воздуха мала.

Типичными синоптическими условиями, при которых возникают надводные туманы испарения, являются вторжения холодного воздуха в тылу циклонов. При выносе надводного тумана испарения на сушу или на водную поверхность, покрытую льдом, туман быстро рассеивается.

Зимой, когда чаще всего возникают надводные туманы испарения, разность температур вода — воздух определяется только температурой воздуха, поскольку температура поверхности воды в районах, где возможно льдообразование, близка к 0 °С. В связи с этим при прогнозе надводного тумана испарения основными предикторами являются температура воздуха и какая-либо характеристика влажности, определяющая степень близости воздуха к состоянию насыщения водяным паром (относительная влажность, дефицит точки росы). С использованием таких предикторов построен график, показанный на рис. 21.7.

Если точка, координаты которой соответствуют начальным значениям температуры и относительной влажности над сушей или поверхностью акватории, покрытой льдом, попадает левее кривой 1,

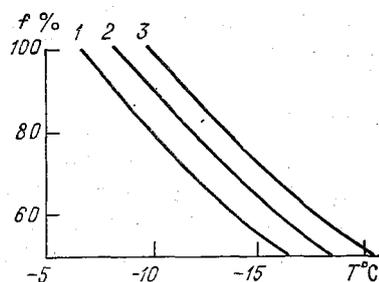


Рис. 21.7. Демаркационный график для прогноза надводных туманов испарения.

то при перемещении воздуха на открытую водную поверхность образование тумана ожидать не следует. Если она попадает между кривыми 1 и 2, то образуется слабый туман, между кривыми 2 и 3 — умеренный и левее кривой 3 — сильный.

В «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» приведена таблица, данные которой позволяют давать альтернативный прогноз речного тумана испарения по значениям разности температур вода —

воздух и относительной влажности на наветренном берегу с учетом ширины реки.

21.7. Прогноз фронтальных туманов

Фронтальные туманы чаще всего образуются перед теплым фронтом или теплым фронтом окклюзии, а также за малоподвижным холодным фронтом, основная облачная система которого состоит из облаков Ns — As . В умеренных широтах эти туманы обычно наблюдаются поздней осенью и зимой при выпадении мелкокапельного дождя или мороси. Туман образуется при повышении влажности за счет испарения капель дождя или мороси, в результате чего температура туманообразования, повышаясь, достигает температуры подфронтального холодного воздуха.

Возникновение туманов на стационарных фронтах чаще всего происходит при очень малых углах наклона фронтальной поверхности к горизонту. Так, при соблюдении прочих условий туманообразования при $\text{tg } \alpha \leq 0,003$ (α — угол наклона фронтальной поверхности к горизонту) всегда наблюдается туман, при $\text{tg } \alpha \geq 0,01$ туман не образуется. При $0,01 \leq \text{tg } \alpha \leq 0,003$ образование тумана возможно, но чаще всего образуется низкая облачность, высота нижней границы которой не более 100 м.

Фронтальные туманы обычно существуют несколько суток. Поэтому прогноз появления в пункте или районе возникшего фронтального тумана, а также его исчезновения за счет переноса сводится к прогнозу перемещения фронта, с которым этот туман связан. При этом учитывается возможная эволюция тумана при изменении интенсивности и фазового состояния осадков и стратификации приземного слоя воздуха.

При переходе от капельных осадков к выпадению снега плотность тумана из-за осушающего влияния снежинок будет уменьшаться.

Плотность тумана будет увеличиваться при повышении устойчивости стратификации температуры под инверсионным фронталь-

ным слоем. При этом следует иметь в виду, что при $\gamma = 0,4 \dots 0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ и более в нижнем километровом слое дождь начинает рассеивать туман, причем тем быстрее, чем выше нижняя граница облаков и больше падение температуры с высотой. При изотермии в том же слое слабый и умеренный дождь может вызвать ослабление тумана в результате частичной коагуляции капель тумана с каплями дождя, но не вызывает его полного рассеяния.

В тех случаях, когда имеются благоприятные условия для новообразования фронтального тумана, а именно:

— температура теплого воздуха на верхней границе фронтального слоя выше 0°C , а разность между ней и температурой в психрометрической будке составляет $3\text{—}5^\circ\text{C}$;

— дефицит точки росы вне зоны фронтальных осадков менее 2°C ,

— скорость ветра в холодном подфронтальном воздухе не более 6 м/с .

В качестве предикторов могут быть использованы значения температуры капель дождя (на верхней границе фронтальной инверсии) T_k , температуры T и влажности T_d холодного подфронтального воздуха. Прогноз дается по демаркационному графику, приведенному на рис. 21.8. По оси ординат откладывается разность температур между ее значениями на верхней границе инверсии и на высоте 2 м , а по оси абсцисс — дефицит точки росы (относительная влажность) у поверхности Земли в холодном воздухе.

21.8. Прогноз туманов смешения

Туман, образующийся в результате смешения двух воздушных масс, может образоваться только при определенном соотношении исходных значений температуры и влажности. Если исходные значения температуры и массовой доли водяного пара в более холодном воздухе обозначить через T_x и q_x , а в теплом воздухе — T_t и q_t , то после смешения этих воздушных масс аналогичные характеристики будут равны:

$$T = \frac{T_x + nT_t}{1 + n}, \quad (21.6)$$

$$q = \frac{q_x + nq_t}{1 + n}, \quad (21.7)$$

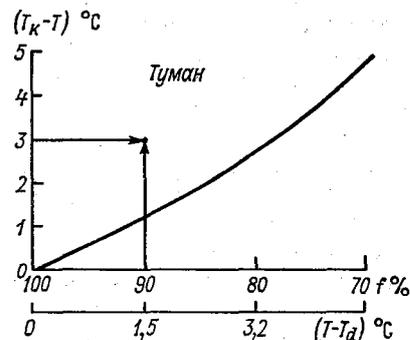


Рис. 21.8. График для прогноза фронтального тумана испарения.

где n — масса теплого воздуха, смешавшаяся с единичной массой холодного воздуха.

При некоторых сочетаниях исходных значений температуры и влажности смешавшихся воздушных масс относительная влажность смеси может оказаться более высокой, чем относительная влажность каждой массы в отдельности. При этом возможны случаи, когда массовая доля водяного пара смеси воздушных масс будет больше насыщающей, и часть водяного пара сконденсируется, образуя туман.

Такие туманы могут образоваться зимой вблизи побережий морей и больших озер, когда направление ветра примерно параллельно береговой черте. Вдоль границы между теплым и влажным морским воздухом и холодным континентальным воздухом образуется зона смешения этих воздушных масс, где происходит конденсация водяного пара и образование тумана. По мере удаления от побережья плотность тумана резко убывает. Такой туман при его смещении в глубь континента или на море быстро рассеивается. Аналогичным образом может возникать туман смешения вдоль границы между теплыми и холодными морскими течениями в тех случаях, когда направление воздушных потоков в приводном слое примерно параллельно этой границе.

Другим видом туманов смешения являются антропогенные туманы, возникающие в результате хозяйственной деятельности. В данном случае роль более теплой и влажной составляющей смеси двух воздушных масс играют продукты сгорания топлива, поступающие в атмосферу. При этом появление дополнительных ядер конденсации сколько-нибудь существенного значения не имеет. Основной причиной, приводящей к образованию тумана, является поступление в воздух в продуктах сгорания топлива большого количества водяного пара. Так, например, при сгорании 1 кг природного газа выделяется 2160 г водяного пара, при сгорании 1 кг бензина — 1305 г, при сгорании 1 кг дров — 637 г.

При высокой температуре воздуха дополнительное поступление водяного пара в атмосферу не приводит к достижению точки росы. Но при низких температурах образование тумана в зоне смешения продуктов сгорания с холодным воздухом происходит даже при его небольшой влажности. При температуре воздуха, ниже некоторого ее значения, называемого критическим $T_{кр}$, антропогенный туман может образоваться при относительной влажности меньше 100%. Зависимость критической температуры $T_{кр}$ насыщения воздуха водяным паром по отношению к воде при $p_0 = 1000$ гПа от относительной влажности f выглядит так:

f %	100	90	60	0
$T_{кр}$ °С	—29	—33	—36	—39

При температуре воздуха ниже — 39 °С антропогенный туман смешения может образоваться в совершенно сухом воздухе.

Поскольку антропогенные туманы возникают при низких температурах, их часто называют морозными.

При прогнозе следует учитывать, что поступление водяного пара в атмосферу, в соответствии с формулой (21.1), приведет

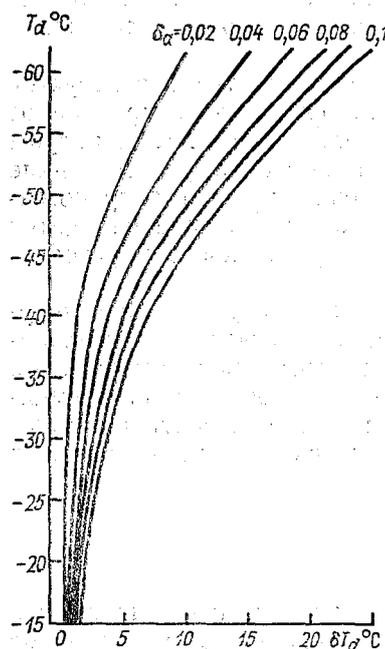


Рис. 21.9. График для расчета повышения точки росы по T_a и δa (наклонные линии).

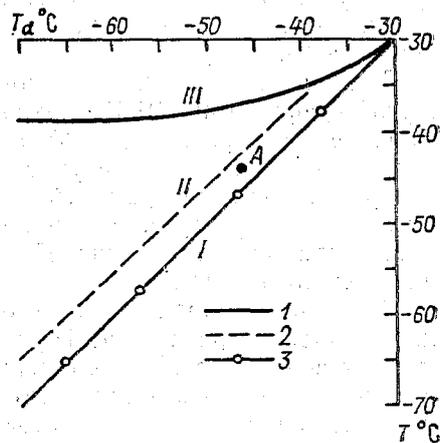


Рис. 21.10. График для прогноза ледяного тумана.

1 — линия разграничения областей уменьшения и увеличения степени насыщения воздуха водяным паром при сгорании топлива, 2 — линия насыщения воздуха по отношению ко льду, 3 — линия равных значений температуры и точки росы; I — область устойчивого ледяного тумана, II — область неустойчивого ледяного тумана, III — область отсутствия ледяного тумана.

к повышению температуры туманообразования за счет роста точки росы. Для оценки этого эффекта нужно предварительно рассчитать количество водяного пара, поступающего в атмосферу при сгорании топлива в пределах населенного пункта.

Расчетные формулы имеют следующий вид:

$$\delta a = WQt / (2,4 \cdot 10^7 Sh) \quad (21.8)$$

или

$$\delta a = WQ / (8,64 \cdot 10^7 dVh), \quad (21.9)$$

где δa — количество водяного пара, поступающего в атмосферу, в $\text{г}/\text{м}^3$, W — количество водяного пара, выделяющегося при сгорании 1 кг топлива; Q — масса топлива, сжигаемого за сутки, кг; S — площадь, на которой происходит сжигание топлива (площадь населенного пункта), км^2 ; h — толщина слоя распространения во-

дяного пара по вертикали, м; t — время, ч; d — ширина населенного пункта (км) в направлении нормали к вектору скорости ветра V , м/с.

По рассчитанному значению δa и исходному значению T_a по графику, показанному на рис. 21.9, определяется δT_a . Значение δT_a получается за промежуток времени, за который рассчитана величина δa .

Для оценки возможности возникновения тумана используется другой график (рис. 21.10). Входами в него являются исправленное значение точки росы ($T_a + \delta T_a$) и исходное значение температуры воздуха (T). На этом рисунке точка A характеризует состояние атмосферы, при котором вероятность возникновения антропогенного (морозного) тумана довольно велика, так как она находится вблизи границы, разделяющей области неустойчивого и устойчивого ледяного тумана.

Поскольку в пределах каждого населенного пункта поступление водяного пара в атмосферу за счет хозяйственной деятельности в течение месяца и времени суток примерно одинаково, то, используя архивные данные, можно получить более точные эмпирические зависимости вероятности возникновения антропогенных туманов от рассмотренных выше факторов с учетом местных условий.

21.9. Прогноз видимости

Прогноз видимости дается только в специализированных прогнозах, предназначенных для потребителей, деятельность которых зависит от ее значений. Прогнозируется метеорологическая дальность видимости, под которой понимается наибольшее горизонтальное расстояние, на котором абсолютно черное тело с угловыми размерами более $0,3^\circ$, проектирующееся на фоне неба у горизонта, становится невидимым под воздействием атмосферной дымки.

В темное время суток метеорологическая дальность видимости определяется по расстоянию до наиболее удаленного еще видимого искусственного источника света, сила света которого известна. При этом полученное значение дальности видимости огней приводят к метеорологической дальности видимости по специальным таблицам (таблица приведена в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды»).

Визуальное определение метеорологической дальности видимости с использованием реальных объектов наблюдения весьма неточно. Поэтому следует отдавать предпочтение ее инструментальному определению с помощью регистраторов прозрачности атмосферы. Переход от прозрачности атмосферы к метеорологической дальности видимости производится по формуле

$$S_M = \ln \varepsilon / \ln \tau, \quad (21.10)$$

где S_m — метеорологическая дальность видимости; ϵ — порог контрастной чувствительности глаза, принятый равным 0,05; τ — прозрачность атмосферы.

Прогноз видимости основывается на прогнозе возникновения (исчезновения) или усиления (ослабления) явлений, изменяющих горизонтальную метеорологическую дальность видимости (прозрачность атмосферы). К таким явлениям относятся туман, дымка, осадки, пыльные бури, мгла, метели, поступление в приземный слой продуктов неполного сгорания топлива. Поэтому повторяемость низких значений видимости в том или ином районе определяется частотой появления этих явлений. Так, например, в Средней Азии наиболее часто ухудшение видимости связано с пыльными бурями и мглой, тогда как на Украине оно чаще всего связано с туманами.

Перечень явлений, приводящих к ухудшению видимости, показывает, что этот процесс связан, с одной стороны, с наличием в воздухе водяного пара и продуктов его конденсации, а с другой — с присутствием в приземном слое взвешенных твердых частиц. Поэтому принято связывать изменение горизонтальной видимости с так называемыми «влажными» и «сухими» процессами.

При влажных процессах, чем выше относительная влажность и чем более устойчиво стратифицирован пограничный слой, тем хуже видимость. Так, например, при положительной температуре и относительной влажности 70 % видимость в среднем равна 7 км, а при влажности 90 % она примерно 2 км.

Видимость, которая была ухудшена за счет влажных процессов, с усилением ветра обычно начинает улучшаться. Замечено, что под низкими слоистыми облаками видимость менее 2 км чаще всего отмечается при скорости ветра менее 5 м/с.

Существенно зависит видимость от высоты нижней границы облаков. Над европейской частью СССР при высоте облаков около 100 м днем в 80 % случаев видимость не превышает 4 км, а при высоте облаков выше 200 м в 80 % случаев видимость более 4 км.

При низкой влажности воздуха, т. е. при сухих процессах, основной причиной ухудшения видимости является появление в приземном слое воздуха взвешенных частиц пыли, продуктов неполного сгорания топлива, дыма лесных и торфяных пожаров и т. д. При этом в отличие от влажных процессов, приводящих к помутнению атмосферы, наиболее значительное понижение видимости в пределах всего пограничного слоя происходит при сухоадиабатической стратификации и хорошо развитой конвекции. За счет переноса аэрозольных частиц вверх видимость у поверхности Земли нередко бывает лучше, чем вблизи верхней границы пограничного слоя.

Существенно, как уже указывалось, различается видимость в разных воздушных массах. Наибольшей прозрачностью отличается арктический воздух, для которого характерны низкая влажность и малая запыленность. Низкие значения метеорологической

дальности видимости типичны для континентального тропического воздуха в связи с его часто высокой запыленностью (сухой процесс ухудшения видимости) и для морского тропического воздуха в связи с его высокой влажностью (влажный процесс ухудшения видимости).

Значение климатических характеристик районов, для которых составляется прогноз метеорологической дальности видимости, и типовых синоптических ситуаций, при которых возникают явления, ее ухудшающие, представляет собой важнейшее условие успешности разработки прогноза видимости синоптическим методом. Кроме того, существует ряд расчетных методов прогноза видимости. Они не являются универсальными, а разработаны для случаев, когда причиной ухудшения видимости является какое-либо одно из перечисленных выше явлений. Их используют тогда, когда прогнозируется такое явление. Все эти методы основаны на связи ожидаемой видимости с прогностическими значениями характеристик атмосферы, с которыми они непосредственно или косвенно связаны.

Поскольку дальность видимости, наряду с высотой нижней границы облаков, определяет степень сложности метеорологических условий для авиации, то наиболее подробно методы прогноза этой метеорологической величины излагаются в курсе авиационной метеорологии. Многие из них с приложением алгоритмов расчета приведены в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды». Поэтому далее будут рассмотрены только физические предпосылки, являющиеся основой для разработки таких методов, и приведены некоторые примеры.

Метеорологическая дальность видимости в туманах и дымках зависит в первую очередь от количества взвешенных частиц в единице объема воздуха, т. е. от водности тумана и среднего размера капель, из которых туман (дымка) состоит. Поэтому дальность видимости в тумане, состоящего из капель одного размера, может быть рассчитана по формуле:

$$S_m = 2,3 \cdot 10^4 r / \omega, \quad (21.11)$$

где r — радиус капель, см; ω — водность тумана, г/м³.

Экспериментально показано, что видимость в тумане в большей мере зависит от его водности, чем от размеров капель. Поэтому в качестве основного предиктора при прогнозе видимости в тумане может фигурировать прогностическое значение водности тумана. Однако прогнозировать непосредственно эту характеристику практически нельзя хотя бы потому, что сетевые ее измерения отсутствуют. Поэтому следует воспользоваться зависимостью водности от других метеорологических характеристик, которые могут быть предсказаны на период времени существования тумана. Такой характеристикой может быть температура точки росы вечером перед образованием радиационного или адвективно-радиационного ту-

мана, поскольку установлено, что чем она выше, тем больше водность образовавшегося тумана. Другим предиктором может быть разность между температурой туманообразования, рассчитанной по формуле (21.1), в случае если ожидается образование радиационного или адвективно-радиационного тумана, или по формуле (21.4), если ожидается образование (поступление) адвективного тумана, и ожидаемой минимальной температурой воздуха. Очевидно, что чем эта разность будет больше, тем выше будет водность тумана и тем меньше дальность видимости. Практически вместо температуры туманообразования в качестве предиктора берут точку росы в 18—19 ч местного времени.

С привлечением этих двух предикторов видимость в радиационном и адвективно-радиационном тумане и ее изменение по мере увеличения разности $\Delta T_d = T_d - T_{\text{мин}}$, где T_d — точка росы в 18—19 ч местного времени, может быть определена по номограмме, показанной на рис. 21.11.

Видимость в тумане может быть также рассчитана по следующим формулам, предложенным Н. В. Петренко:

$$S_{\text{м, р}} = \frac{C}{10^{0,03 T_d \Delta T_d}}, \quad (21.12)$$

$$S_{\text{м, а}} = \frac{C_1}{10^{0,03 T_d (T'_d - T_{d,0})}}, \quad (21.13)$$

где $S_{\text{м, р}}$ — метеорологическая дальность видимости в радиационном тумане, м; $S_{\text{м, а}}$ — метеорологическая дальность видимости в адвективном тумане, м; ΔT_d — ночное понижение температуры ниже точки росы в 18—19 ч местного времени; $(T'_d - T_{d,0})$ — адвективное изменение точки росы, т. е. разность точки росы в начале 9-часовой траектории T'_d и в 18—19 ч в пункте прогноза $T_{d,0}$; C и C_1 — эмпирические коэффициенты.

Формулы (21.12) и (21.13) номографированы.

Определенное влияние на метеорологическую дальность видимости оказывают осадки. Дальность видимости в зоне дождя зависит от его интенсивности. Ее можно рассчитать по формуле

$$S_{\text{м}} = 13,6 I^{-0,71}, \quad (21.14)$$

где I — интенсивность дождя, мм/ч.

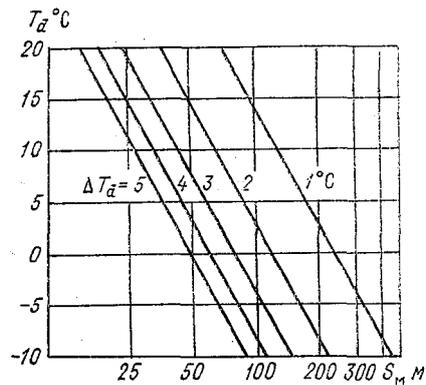


Рис. 21.11. Номограмма для расчета минимальной метеорологической видимости в тумане.

График зависимости S_M от I в логарифмических шкалах приведен на рис. 21.12.

Для прогноза видимости в дожде следует использовать данные численного прогноза интенсивности осадков.

В умеренных широтах интенсивность дождей обычно невелика. Поэтому при обложном дожде видимость здесь ухудшается до

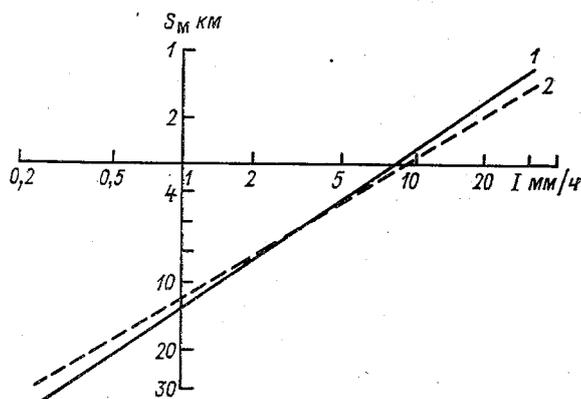


Рис. 21.12. Зависимость между интенсивностью дождя и видимостью.

1 — по данным ст. Воейково, 2 — по данным метеорологических станций США.

4—6 км, редко до 2 км. Сильные ливневые дожди могут понизить дальность видимости на короткое время до 1 км и очень редко (при интенсивности 40 мм/ч и более) до значений менее 1 км. В тех случаях, когда обложной дождь сопровождается туманом, чаще всего фронтальным, видимость становится значительно более низкой, чем это может быть определено по интенсивности осадков.

При выпадении снега видимость ухудшается в большей степени, чем в дожде той же интенсивности. Но так же как и в дожде, она находится в прямой зависимости от интенсивности снегопада. Прогнозируя интенсивность снегопада, можно составить представление об ожидаемой метеорологической дальности видимости, используя графики, приведенные на рис. 21.13 и 21.14.

Сильный ветер при выпадении снега приводит к возникновению общей метели и поэтому является дополнительным фактором, ухудшающим видимость. Однако зависимость горизонтальной дальности видимости от средней интенсивности снегопада не очень строгая, что находит свое выражение в значительном взаимном перекрытии соседних зон на рис. 21.14.

Наиболее отчетливо влияние скорости ветра на метеорологическую дальность видимости проявляется при поземке и низовой метели. Эти виды метели приводят к поднятию снега с подстилающей поверхности в воздух, в результате чего видимость существенно

ухудшается. Примером зависимости метеорологической дальности видимости от скорости ветра при низовой метели является график на рис. 21.15.

Результаты обработки эмпирических данных показывают, что при низовых метелях и поземках при скорости ветра 12—15 м/с видимость обычно равна 2—4 км, а при ветре более 18 м/с она чаще всего снижается до 500 м и менее.

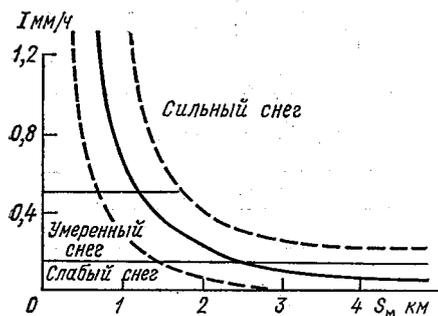


Рис. 21.13. Зависимость метеорологической дальности видимости от интенсивности снегопада I_c при слабом ветре. По И. М. Гавриленко.

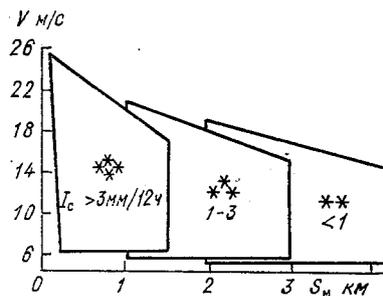


Рис. 21.14. Зависимость метеорологической дальности видимости от интенсивности снегопада I_c при сильном ветре. По А. Д. Розовой.

Значительное ухудшение видимости может наблюдаться при пыльной буре и мгле. Существует зависимость между метеорологической дальностью видимости с одной стороны, и скоростью ветра, свойствами почвы, состоянием ее поверхностного слоя, с другой. В зависимости от этих условий интенсивность пыльной бури в разных районах при одинаковой скорости ветра будет различной. Поэтому в некоторых местах для сильного ухудшения видимости, связанной с возникновением пыльной бури, достаточно скорости ветра 8—10 м/с, а в другом такое же понижение видимости может наступить только при скорости ветра 16—18 м/с.

В условиях благоприятных для возникновения пыльных бурь, прогноз видимости сводится, по существу, к оценке вероятности возникновения этого явления и его интенсивности. В тех случаях, когда пылевое облако переносится на район прогноза и видимость в его пределах установлена в результате непосредственных наблюдений, учитывается возможная эволюция этого облака и связанное с ней изменение видимости.

В пыльной буре видимость сильно изменчива, поэтому нет строгой функциональной зависимости между скоростью ветра и метеорологической дальностью видимости. Однако целесообразно все же для прогноза использовать эмпирические зависимости между минимальной видимостью и скоростью ветра или градиентом давле-

ния, как это показано на рис. 21.16. При прогнозе видимости в пыльных бурях следует учитывать суточный ход их интенсивности, изменение видимости у поверхности Земли в связи с колебаниями интенсивности вертикального турбулентного обмена и т. д. (см. гл. 19).

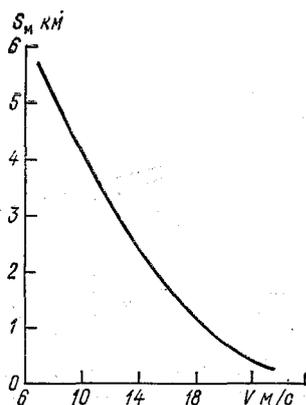


Рис. 21.15. Зависимость метеорологической дальности видимости от скорости ветра при низовой метели на Украине.

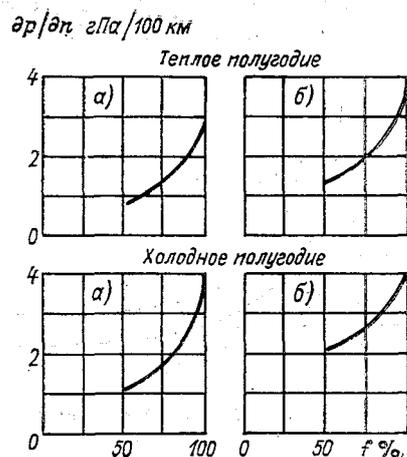


Рис. 21.16. Номограммы для оценки вероятности (f) уменьшения видимости в пыльных бурях до 500 м и менее.

a — южная, b — северная часть Средней Азии.

Существенное ухудшение видимости может быть связано с мглой как адвективной, так и местного происхождения. Видимость при мгле может понижаться до нескольких сотен, иногда до нескольких десятков метров. Длительность такого ухудшения видимости весьма различна: от нескольких десятков минут до нескольких десятков часов. Особенно длительно понижение видимости при адвективной мгле. В этом случае прогноз основан на учете видимости в ней до момента появления в районе прогноза.

Во мгле местного происхождения видимость редко снижается до 2—4 км. Однако при хорошо развитой инверсии и низкой ее границе промышленные дымы или дымы лесных пожаров на некотором удалении от места их возникновения могут привести к понижению видимости до 1 км и менее.

ГЛАВА 22. ПРОГНОЗ НЕКОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ, ОБЛОЖНЫХ И МОРОСЯЩИХ ОСАДКОВ

22.1. Постановка задачи прогноза облачности при разработке прогнозов погоды общего пользования

В прогнозах общего пользования дается характеристика ожидаемого количества общей облачности в виде определенных терминов (табл. 22.1).

Таблица 22.1

Термины, используемые при формулировке ожидаемого количества облачности в прогнозах общего пользования, и соответствующие им количественные характеристики

Термин	Количество облаков
Безоблачно, ясно	Не более 2 баллов облачности всех ярусов
Солнечная погода, малооблачно, небольшая облачность, малооблачная погода	3—5 баллов облаков нижнего яруса или любое количество облаков верхнего яруса или просвечивающие облака среднего яруса
Переменная облачность	От 1—3 до 6—9 баллов или 3—8 баллов
Облачная погода с прояснениями	От 8—10 до 0—3 баллов
Облачно	7—10 баллов
Пасмурно, пасмурная погода	10 баллов

Как видно, каждому термину соответствует вполне определенная градация количества облаков или изменение количества облаков в определенных пределах. Каких-либо других характеристик облачности в прогнозах общего пользования не приводится.

В некоторых специализированных прогнозах дается более обширная информация об ожидаемых характеристиках облачности. Например, в авиационных краткосрочных прогнозах приводятся сведения о формах и количестве облаков, высоте верхней и нижней границ, расслоенности облачности.

Кроме того, ряд характеристик облачности, непосредственно не указывающиеся в тексте прогноза общего пользования, оказываются необходимыми при прогнозе других метеорологических величин и явлений. Так, при прогнозе шквала в качестве предиктора используется прогностическое значение толщины кучево-дождевого облака (см. гл. 19), а для этого нужно предварительно дать прогноз его нижней и верхней границы.

Таким образом, синоптику при разработке краткосрочного прогноза погоды обычно приходится прогнозировать количество и формы облаков, а также высоту нижней и часто верхней границ облачности. Прогноз всех этих характеристик составляется в соответствии с предсказуемым синоптическим положением, с учетом местных условий.

Фронтальные облачные системы в течение срока действия краткосрочного прогноза не претерпевают резких изменений и не имеют резко выраженного суточного хода. Поэтому точность прогноза их характеристик зависит от полноты и качества первичной информации о состоянии этих систем и успешности прогноза перемещения фронтальных разделов. Естественно, что и в этом случае не всегда можно избежать введения некоторых поправок в исходное состояние фронтальных облачных систем, связанных с местными условиями, различиями в притоке солнечной радиации в течение суток и т. д.

Большую сложность представляет прогноз внутримассовой облачности. Ее характеристики обычно значительно изменяются в течение прогностического периода и поэтому не могут быть определены на основе переноса облачных полей, наблюдавшихся в исходный момент. В связи с этим в дальнейшем основное внимание будет сосредоточено на вопросах прогноза внутримассовой облачности.

При прогнозе облачности в полной мере следует использовать знания особенностей пространственно-временного распределения облаков различных форм, причин их образования и эволюции, а также связей эволюции облачных полей с эволюцией полей других метеорологических величин, прогноз которых в настоящее время разрабатывается достаточно успешно (см. гл. 8).

22.2. Прогноз внутримассовых неконвективных облаков нижнего яруса

Образование низкой внутримассовой неконвективной облачности типа St и Sc может происходить по двум причинам: при адвекции теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность и при поступлении водяного пара в нижние слои атмосферы от подстилающей поверхности. Процессы образования облачности по обеим причинам описаны в гл. 8. Исходя из них следует подходить к прогнозу облаков St и Sc.

Наиболее благоприятные условия для возникновения этих облаков в первом случае создаются в тыловых частях антициклонов, а также в передних частях и теплых секторах циклонов, а во втором случае — в передних частях развивающихся антициклонов, в малоподвижных антициклонах и малоградиентных барических полях.

Прогноз количества облаков обычно не вызывает затруднений, поскольку создается сплошное облачное поле. Только при рассеянии облаков St и Sc количество облачности может быть менее 10 баллов. Тогда прогноз количества их основывается на оценке

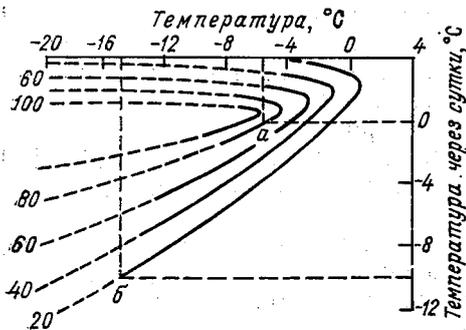


Рис. 22.1. График А. К. Лугченко для определения вероятности появления внутримассовых облаков высотой 200 м и ниже на северо-западе европейской части СССР.

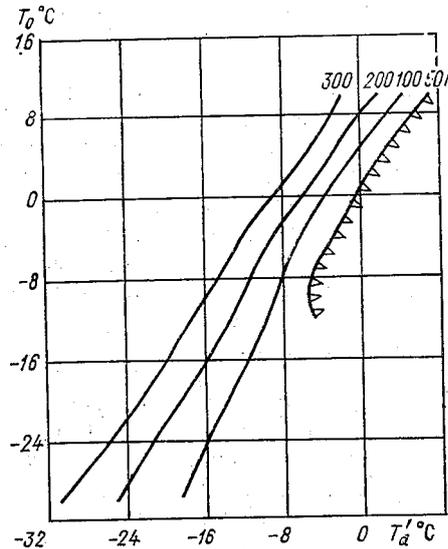


Рис. 22.2. График Е. И. Гоголевой для прогноза высоты низкой облачности.

интенсивности процессов, обуславливающих деградацию облачности.

Существует несколько методов альтернативного прогноза низкой внутримассовой облачности при адвекции теплого и влажного воздуха и высоты ее нижней границы.

На рис. 22.1 показан график, построенный с учетом того, что низкая внутримассовая облачность возникает только при адвекции тепла. Поэтому предикторами являются температура на станции в исходный момент и ее прогностическое значение через 24 ч. Видно, что чем большее потепление ожидается, тем вероятнее образование в период действия суточного прогноза низкой внутримассовой облачности.

Другой пример метода прогноза высоты нижней границы внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса приведен на рис. 22.2. Предикторами являются температура воздуха в исходный момент времени в пункте прогноза T_0 и точка росы в начале траектории T'_a . Прогноз разрабатывается на срок 9—12 ч. Видно, что чем больше разность между точкой росы в начале 9—12-часовой траектории и температурой воздуха в исходный момент, тем на меньшей высоте будет находиться нижняя граница облаков.

При прогнозе эволюции низкой внутримассовой облачности слоистых форм следует учитывать результаты эмпирических исследований, связывающих изменение высоты ее нижней границы, уплотнение или размывание облачности с изменениями температуры и влажности в период действия прогноза. Так, для европейской части СССР получено, что при абсолютном значении адвективного изменения температуры $|\Delta T_a| > 4^\circ\text{C}$ вдоль 12-часовых траекторий при адвекции тепла следует ожидать понижение нижней границы облачности, а при адвекции холода — ее повышение. При адвекции тепла с $\Delta T_a > 6^\circ\text{C}$, сопровождающейся восходящими движениями, следует ожидать возникновение низкой облачности, а при $\Delta T_a < -6^\circ\text{C}$ и нисходящих движениях следует ожидать рассеяние облачности.

Надежным признаком возникновения низкой облачности при адвекции тепла является дефицит точки росы в начале траектории не менее 2°C , а признаком рассеяния такой облачности является адвекция холода с дефицитом точки росы в начале траектории не менее 1°C .

В тех случаях, когда $|\Delta T_a| < 4^\circ\text{C}$, при прогнозе эволюции облаков *St* и *Sc* следует учитывать адвективные изменения точки росы. При $(T - T_d)_a < 0^\circ\text{C}$ следует ожидать понижение нижней границы облачности, а при $(T - T_d)_a > 0^\circ\text{C}$ — ее повышения.

Для альтернативного прогноза низкой внутримассовой неконвективной облачности в малоподвижных антициклонах и размытых барических полях, т. е. в случаях, когда основной причиной ее возникновения является перенос водяного пара от поверхности Земли к нижней границе инверсии, можно использовать демаркационные графики. При этом в качестве предикторов должны использоваться характеристики температуры и влажности в пункте прогноза. Так, при построении демаркационных графиков (диаграмм рассеяния), метод построения которых изложен в гл. 15, а сами графики показаны на рис. 22.3, предикторами избраны: вертикальный градиент температуры в слое от поверхности Земли до первой особой точки γ , разность между скоростью ветра на высоте 600 м и флюгера ($V_{600} - V_\phi$), дефицит точки росы у поверхности Земли $(T - T_d)_z$ и на уровне первой особой точки $(T - T_d)_{o.t.}$. Все данные берутся за 21 ч местного времени. По этим диаграммам дается прогноз возможности возникновения низкой облачности в ночные часы.

Если на первой диаграмме точка попадает в область F_1 , то следует ожидать, что низкая облачность не образуется, а если попадает в область f_1 , то переходят ко второй диаграмме. Когда точка на второй диаграмме ляжет в область, находящуюся у начала координат (преобладания заштрихованных кружков), то в формулировке прогноза указывается возникновение низкой облачности с высотой нижней границы 100 м и менее. При попадании точки в область F_2 в прогнозе образование низкой облачности

с высотой 100 м и менее не указывается. Оправдываемость прогнозов для района Москвы равна 89 %.

Все прогностические связи следует уточнять на материалах наблюдений в районе прогноза, поскольку вероятность образования низкой неконвективной облачности зависит не только от про-

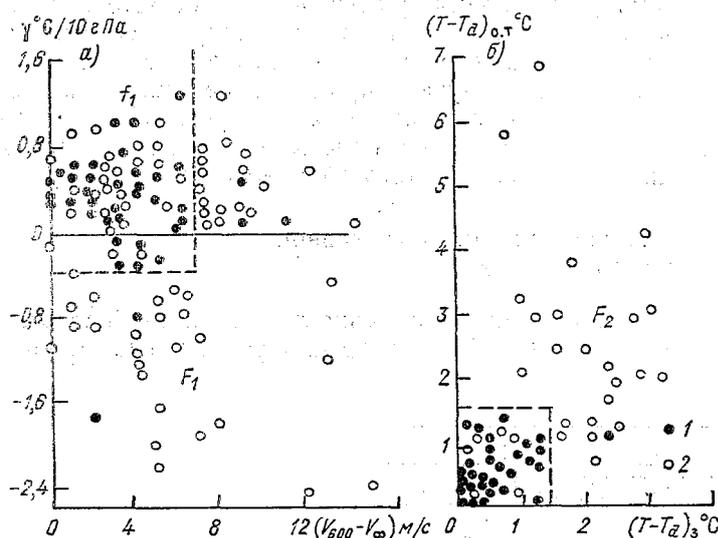


Рис. 22.3. Диаграммы рассеяния для альтернативного прогноза низкой внутримассовой облачности с высотой нижней границы ≤ 100 м в районе Москвы в ноябре—декабре.

1 — наличие облачности, 2 — отсутствие облачности.

цессов синоптического масштаба, но и от местных условий. Особенно зависит от местных условий, как уже указывалось, высота нижней границы облаков.

Для прогноза внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса можно использовать спутниковые фотографии. Наиболее приемлемым является метод формальной экстраполяции. Этот метод можно использовать как для прогноза всей облачной системы в целом, так и для прогноза ее деталей.

Облачные поля внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса (St, Sc) чаще всего имеют мезо- или субсиноптический масштаб, хотя иногда они могут иметь размеры, превышающие 500 км, т. е. быть полями синоптического масштаба. (см. табл. 8.1). Отсюда следует, что время их существования составляет в среднем 0,5—1,5 сут. Поэтому для прогноза облачного поля субсиноптического масштаба с линейными размерами 100—500 км и характерным временем существования 1—2 сут рекомендуется

эволюции облачности в слое 2—4 км и по картам AT_{500} — при прогнозе эволюции облачности в слое 4—6 км.

Прогностическое использование графика понятно из его структуры. При попадании точки в область II сделать прогностические выводы, основываясь только на этих двух предикторах, нельзя.

22.4. Прогноз облаков верхнего яруса

«Руководством по краткосрочным прогнозам погоды» рекомендуется для прогноза образования или сохранения облаков верхнего яруса использовать синхронные связи состоянием атмосферы и вероятностью образования или сохранения в ней облачности на высотах, превышающих 6 км. Предиктантом является факт образования (необразования) или сохранения (рассеяния) облачности верхнего яруса в ближайшие 24 ч. Связь между предиктантом и предикторами оформляется методом анкеты (см. гл. 15). Для выбора формулировки прогноза нужно ответить на следующие вопросы:

1. Будет ли пункт, для которого разрабатывается прогноз, в прогностический период находиться в зоне влияния фронта?
2. Будет ли развиваться грозовая деятельность?
3. Можно ли ожидать, что в районе пункта, для которого разрабатывается прогноз, на карте AT_{300} будет находиться передняя часть ложбины или тыловые части гребня (антициклона), или центральная часть струйного течения (на расстоянии не более 400—500 км от оси струи на антициклонической периферии и на расстоянии не более 200—300 км на циклонической периферии)?
4. Ожидается ли в районе пункта, для которого разрабатывается прогноз, термический гребень на карте OT_{1000}^{500} ?
5. На какой высоте будет находиться тропопауза?
6. Какое количество общей облачности и какие формы облаков ожидаются?

Положительные ответы на первые четыре вопроса позволяют в формулировке прогноза указать появление или сохранение существующей облачности верхнего яруса. Отрицательные ответы на эти вопросы указывают на высокую вероятность рассеяния имевшейся облачности или ее невозникновения.

Наибольшее значение для формулировки прогноза имеет ответ на первый вопрос. При положительном ответе на него появление или сохранение облаков верхнего яруса следует указать в прогнозе даже при отрицательных ответах на все остальные вопросы. Замечено, что наиболее высокую оправдываемость имеют прогнозы при облачности 7—10 баллов. Удовлетворительные результаты получаются при облачности 4—6 баллов. Успешность прогнозов на более короткие сроки (6—12 ч) выше, чем суточных.

При разработке прогнозов облачности верхнего яруса следует иметь в виду сведения об этих облаках, приведенные в гл. 8. Кроме

того, следует учитывать характерные синоптические ситуации, для которых типично наличие перистой, перисто-слоистой и перисто-кучевой облачности. Так, например, в начальной стадии развития циклона наиболее обширный массив облачности верхнего яруса находится перед теплым фронтом, т. е. в северо-восточной части циклона. По мере развития циклона, в связи с эволюцией фронтальной системы в его области, поле облаков верхнего яруса смещается на юго-восточную периферию циклона. В заключительной стадии его существования облачность верхнего яруса сохраняется только в южной части циклона.

Следует согласовывать смещение массива перистых облаков, связанных со струйным течением, с изменением положения его оси (см. гл. 12 и 18).

Вероятность появления облачности верхнего яруса увеличивается при адвекции тепла в верхней тропосфере и уменьшается в зонах адвекции холода. Под восходящей (по отношению к направлению ветра в верхней тропосфере) ветвью тропопаузы вероятность облачности верхнего яруса достигает 92 %, а над нисходящей — всего 30 %. Под восходящей ветвью тропопаузы ширина поля облачности верхнего яруса чаще всего находится в пределах 400—600 км, а под нисходящей ветвью — она обычно только 100—200 км.

Чем выше и холоднее тропопауза, тем обычно больше вертикальная протяженность облачности верхнего яруса. При этом сплошная или с небольшими просветами облачность верхнего яруса (6—10 баллов) имеет большую вертикальную протяженность, чем небольшая облачность (2—5 баллов).

Замечено, что облачность верхнего яруса располагается в той части верхней тропосферы, где вертикальный градиент температуры превышает $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

22.5. Прогноз обложных и морсящих осадков

В прогнозах погоды и штормовых предупреждениях указывается количество осадков, их фазовое состояние, время начала и окончания выпадения осадков относительно времени суток, а также продолжительность осадков.

Фазовое состояние осадков дается в терминах «дождь», «снег» и «осадки». Термин «осадки» используется при ожидаемой температуре воздуха в пределах от 3 до $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом рекомендуется вместо него применять уточняющие его понятия: снег с дождем, дождь со снегом, снег, переходящий в дождь и т. д.

Для характеристики продолжительности осадков в прогнозах общего пользования используются такие термины:

— кратковременные осадки (дождь, снег, дождь со снегом и т. д.) при их продолжительности 3 ч и менее;

— продолжительные осадки при их непрерывном выпадении 6 ч и более;

— временами осадки, если они выпадают с перерывами 2 раза и более при продолжительности каждого выпадения 3 ч и менее.

В формулировке прогноза общего пользования непосредственно количество осадков не указывается, а используются термины, связанные с этой характеристикой (табл. 22.2). При этом могут применяться как основные термины, так и их синонимы.

Таблица 22.2

Термины и соответствующие им количественные характеристики, которые используются в формулировках краткосрочных прогнозов осадков

Термин	Синонимы	Количество осадков, мм/12 ч	
		жидкие и смешанные	твердые
Без осадков	Сухая погода, солнечная погода	0,0	0,0
Слабые осадки	Небольшие осадки (дождь, снег). слабый морозящий, дождь, морозящий дождь	0,0—3	0,0—2
Умеренные осадки (дождь, снег)	Осадки (дождь, снег), дождливая погода, ливневый дождь, снегопад	4—14	3—6
Сильные осадки (дождь, снег)	Сильный ливневый дождь, сильный снегопад	15—49	7—19
Очень сильные осадки (дождь, снег)	Очень сильный ливневый дождь, очень сильный снегопад	≥50	≥20

Приведенным в табл. 22.2 терминам для некоторых районов в связи с особыми местными условиями могут устанавливаться другие диапазоны соответствующего им количества осадков.

Прогноз обложных и морозящих осадков (факта выпадения и интенсивности) может разрабатываться синоптическими, физико-статистическими и гидродинамическими (численными) методами.

Гидродинамические методы, основанные на численных решениях систем уравнений термодинамики с привлечением некоторых упрощающих предположений, рассматриваются в курсе «Гидродинамические методы прогнозов». Синоптический подход к прогнозу обложных осадков основан на качественном учете условий их образования, рассмотренных в гл. 9.

Современные расчетные методы прогноза количества обложных и морозящих осадков основаны на параметризации внутриоблачных процессов, приводящих к образованию осадков. При этом

микрофизические внутриоблачные процессы осадкообразования приближенно описываются с помощью параметров облачной атмосферы, которые могут быть оценены по результатам сетевых метеорологических (аэрологических) наблюдений. К таким параметрам относятся распределение влажности с высотой, толщина облаков,

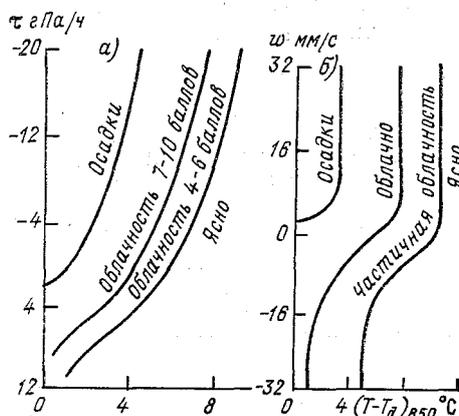


Рис. 22.5. Графики для прогноза обложных осадков и количества облачности по дефициту точки росы и вертикальной скорости на изобарической поверхности 850 гПа. По П. К. Душкину, Е. Г. Ломоносову, Ю. Н. Лунину.

высота их верхней и нижней границ, скорость вертикальных движений, температура интенсивной кристаллизации $T_{ик}$ (см. гл. 9). Если, например, определять последнюю с помощью графика, приведенного на рис. 9.7, то можно сделать ряд важных прогностических выводов. Когда изотерма $T_{ик}$ находится под нижней границей облака, то оно будет состоять из ледяных частиц, если выше — то из капель. В обоих случаях осадков не следует ожидать. Но если изотерма $T_{ик}$ проходит через облако, то, следовательно, оно состоит из смеси капель и кристаллов, а это благоприятно для образования осадков. Следует учитывать, как уже указывалось

в гл. 9, критическое значение толщины облака, из которого могут выпадать обложные осадки.

Для оценки возможности выпадения обложных осадков при различном дефиците точки росы и прогностической вертикальной скорости на изобарической поверхности 850 гПа можно использовать график, приведенный на рис. 22.5. Он также пригоден для прогноза количества неконвективной облачности.

Для прогноза видов осадков следует применять график, приведенный на рис. 9.6.

Наибольшее применение в оперативной прогностической практике нашел метод, основанный на расчете индивидуального изменения массовой доли водяного пара в насыщенном воздухе, перемещающемся как по вертикали, так и по горизонтали, по формуле А. Ф. Дюбюка:

$$Q = \frac{1}{g} \int_0^t \int_{p_0}^p \frac{dq_m}{dt} dp dt, \tag{22.1}$$

где Q — количество воды, сконденсировавшейся за время δt в столбе воздуха единичной площади, находящемся между изоба-

рическими поверхностями p и p_0 ; q_m — массовая доля водяного пара в состоянии насыщения.

При этом считается, что весь появившийся после конденсации избыток влаги в уже образовавшемся облаке выпадает в виде осадков.

После интегрирования формула (22.1) Е. М. Орловой была приведена к следующему виду:

$$Q_{\text{обл}} = 1,5 \Delta q_{m 850} + 1,8 \Delta q_{m 700} + \Delta q_{m 500}, \quad (22.2)$$

где $Q_{\text{обл}}$ — ожидаемое количество обложных осадков (мм) за время δt ; $\Delta q_{m 850}$, $\Delta q_{m 700}$, $\Delta q_{m 500}$ — изменение массовой доли водяного пара в перемещающемся по вертикали и горизонтали насыщенном воздухе (‰) у поверхности 850, 700 и 500 гПа.

Изменение $\Delta q_{m, p}$ при горизонтальном и вертикальном перемещении воздуха за время δt определяется методами, рассмотренными в гл. 20. При этом для построения трехмерных траекторий воздушных частиц используются фактические и прогностические карты АТ и упорядоченных вертикальных движений.

При больших значениях вертикальных скоростей на изобарической поверхности 500 гПа вклад конденсации водяного пара в слое, расположенном выше 500 гПа, в количестве обложных осадков может оказаться значительным. Тогда в значение $Q_{\text{обл}}$, рассчитанное по формуле (22.2), вводится поправка $\Delta Q_{\text{обл}}$, равная

$$\Delta Q_{\text{обл}} = -0,002 \tau_{500} Q_{\text{обл}}. \quad (22.3)$$

В тех случаях, когда сведения о влажности в свободной атмосфере ограничены по высоте или известно, что верхняя граница облачности не достигает уровня 500 или 700 гПа, можно пользоваться такими формулами:

$$Q_{\text{обл}} = 1,5 \Delta q_{m 850} + 3,0 \Delta q_{m 700}, \quad (22.4)$$

$$Q_{\text{обл}} = 3,75 \Delta q_{850}. \quad (22.5)$$

При формулировке прогноза количества обложных осадков следует вводить качественные поправки в результате расчетов по формулам (22.2) — (22.5). В тех случаях, когда ожидается большой дефицит влажности в подоблачном слое, необходимо расчетное количество осадков уменьшить. В зонах хорошо выраженных атмосферных фронтов (типа анафронтов) интенсивность восходящих движений чаще всего больше рассчитанных, поскольку они осреднены по площадям, превосходящим ширину фронтальных разделов. В этих районах расчетное количество обложных осадков необходимо увеличить. Кроме того, следует учитывать, что результаты расчетов относятся к частице, которая находится в конце траектории, в то время как осадки на станции выпадают из объемов воздуха, проходящих над ней. Поэтому прогноз будет иметь более высокую оправдаемость тогда, когда вдоль траектории движе-

ния воздушных частиц не будет резко выраженных особенностей барического поля, приводящих к существенным изменениям вертикальных скоростей и трансформационным изменениям температуры и влажности.

В холодное полугодие целесообразно учитывать возможность возникновения обложных осадков за счет конденсации водяного

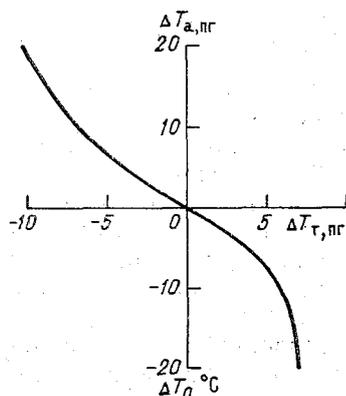


Рис. 22.6. График А. А. Бачуриной для определения трансформационного изменения температуры воздуха в пограничном слое ($\Delta T_{т, пр}$) в зависимости от адвективного изменения температуры ($\Delta T_{а, пр}$) в этом слое.

пара в пограничном слое при трансформационном охлаждении влажного воздуха. Количество осадков в этом случае, как правило, не превышает 2 мм/12 ч, поэтому их прогноз представляет интерес, в первую очередь как прогноз самого факта выпадения осадков, поскольку в холодное время года в умеренных широтах они наблюдаются довольно часто. С точки зрения количества их следует рассматривать как дополнение к обложным осадкам.

Предикторами являются среднее вдоль траектории значение прогностических вертикальных скоростей в пограничном слое $\tau_{пр}$ и сумма адвективного изменения дефицита точки росы и трансформационного изменения температуры $C_{пр}$.

Средняя вдоль траектории движения частицы вертикальная скорость рассчитывается по формуле

$$\tau_{пр} = \frac{1}{2} \bar{\tau}_{850, t}, \quad (22.6)$$

где $\bar{\tau}_{850, t}$ — средняя для 12-часовых траекторий прогностическая скорость упорядоченных вертикальных движений. Если дается прогноз на 24 ч, то осредняются значения по двум 12-часовым траекториям, если — на 36 ч, то по трем.

Трансформационное изменение температуры $\Delta T_{т, пр}$ определяется по графику, приведенному на рис. 22.6. Его необходимо знать для расчета комплексного показателя $C_{пр}$, который равен

$$C_{пр} = [(T - T_d)_a + \Delta T_{т, пр}]_{пр} = (\Delta T_{d a} + \Delta T_{т, пр}). \quad (22.7)$$

Для альтернативного прогноза выпадения осадков за счет конденсации водяного пара в пограничном слое атмосферы используется демаркационный график с входами $\tau_{\text{пг}}$ гПа/12 (24, 36) ч и $S_{\text{пг}}$ °С/12 (24, 36) ч, показанный на рис. 22.7.

Эмпирически установлено, что при температуре воздуха на верхней границе облака ниже -10°C осадки из него выпадают, как правило.

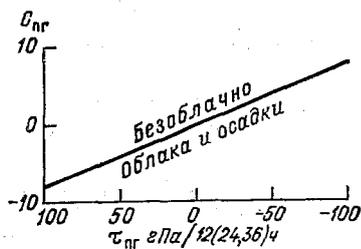


Рис. 22.7. График А. А. Бачуриной для оценки условий, благоприятных для конденсации водяного пара в пограничном слое $S_{\text{пг}} = (\Delta T_{a, a} + \Delta T_{\tau})_{\text{пг}}$.

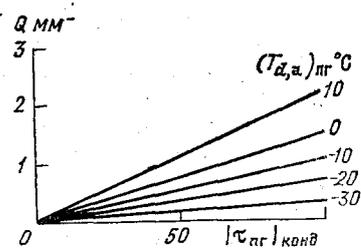


Рис. 22.8. График А. А. Бачуриной для определения количества конденсированной влаги атмосферы (Q).

$|\tau_{\text{пг}}|_{\text{конд}}$ — модуль скорости упорядоченных вертикальных движений, определяемых по формуле (22.6).

Количество осадков, выпавших из облаков пограничного слоя определяется по графику, представленному на рис. 22.8. Алгоритм прогноза детально описан в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды».

Морозящие осадки наиболее часто возникают осенью и зимой при низких слоистообразных облаках и туманах. При их выпадении дефициты точки росы до высоты 1 км обычно находятся в пределах $0-2^\circ\text{C}$. Интенсивность морозящих осадков, как уже указывалось, мала. Поэтому чаще всего представляет интерес только прогноз факта их появления.

Прогноз обычно разрабатывается путем экстраполяции уже образовавшейся зоны морозящих осадков с учетом вероятной ее эволюции и местных условий. Возможен прогноз с помощью демаркационных графиков.

В. С. Антонов рекомендует использовать в качестве предикторов высоты верхней и нижней границ облаков St и Sc толщину облачного слоя, температуру на верхней границе облаков, среднюю влажность облачного слоя, а также безразмерный коэффициент, учитывающий испарение осадков в подоблачном слое $k(H_{\text{нго}})$. При этом принимается, что

$$k(H_{\text{нго}}) = \begin{cases} 1 & \text{при } H_{\text{нго}} < 0,1 \text{ км,} \\ 1 + 0,1H_{\text{нго}} - H_{\text{нго}}^2 & \text{при } 1,05 \text{ км} > H_{\text{нго}} \geq 0,1 \text{ км.} \\ 0 & \text{при } H_{\text{нго}} \geq 1,05 \text{ км.} \end{cases}$$

Большую помощь при прогнозе обложных и морозящих осадков, особенно в районах с редкой сетью наземных станций, могут оказать данные спутниковых наблюдений за облачностью.

По данным снимков в видимом диапазоне спектра установлено, что над Европой летом при сплошном облачном покрове слоистых форм, как правило, выпадают обложные дожди. В тех случаях, когда на снимках облачность представляется в виде поля с разрывами и состоит преимущественно (по внешнему виду) из облаков слоистых форм, вероятность выпадения обложного и ливневого дождя примерно одинакова.

Сравнение последовательных изображений одной и той же облачной системы на снимке в ИК-диапазоне позволяет сделать вывод об изменениях интенсивности осадков и, экстраполируя эти изменения, перейти к прогнозу. В тех облачных системах, которые на более ранних снимках выглядят ярче, вероятность выпадения осадков будет уменьшаться. В облачных системах, которые на снимках, сделанных раньше, выглядели темнее, вероятность выпадения осадков возрастает.

Снимки в видимом диапазоне спектра позволяют в первом приближении дать прогноз количества осадков по данным о содержании водяного пара в атмосфере. Формула для расчета имеет следующий вид:

$$Q = aZ^{1,19}, \quad (22.8)$$

где Q — количество осадков, мм; Z — общее содержание водяного пара во всем вертикальном столбе атмосферы, выраженное в слое воды, мм; a — коэффициент регрессии, зависящий от вида облачности (табл. 22.3).

Рассчитав по прогностической кривой стратификации влажности содержание водяного пара в воздушном столбе и оценив по ТВ

Таблица 22.3

Коэффициент регрессии (a) в уравнении (22.8) для различных облачных систем

Вид облачной системы	a
Вихрь из кучевых облаков без разрывов	0,81
Полоса из кучевых облаков с разрывами	0,66
Полоса из кучевых облаков без разрывов	0,66
Нерегулярная форма из кучевых облаков с разрывами	0,59
Полоса из кучевых облаков с разрывами, состоящая из отдельных полос	0,45
Вихрь из кучевых облаков с разрывами	0,40
Полоса из слоистых облаков без разрывов	0,38
Нерегулярная форма из слоистых облаков без разрывов	0,37
Полоса из слоистых облаков с разрывами, состоящая из отдельных полос	0,21

снимку вид облачной системы, можно, используя соответствующее значение коэффициента регрессии, по формуле (22.8) получить прогностическое значение количества осадков.

Особый практический интерес представляет прогноз значительных осадков, за которые принято считать дожди интенсивностью 10 мм/12 ч и более и снегопады интенсивностью 3 мм/12 ч и более. Для решения этой задачи следует сначала определить положение зон значительных осадков по спутниковым снимкам облачного покрова.

Наиболее часто интенсивные дожди выпадают из облачных систем в виде полос и вихрей (табл. 22.4).

Таблица 22.4

Повторяемость (%) выпадения дождя из облачных систем над европейской частью СССР

Вид облачной системы	Количество осадков за 12 ч	
	≥10 мм	<10 мм
Вихрь	80	18
Полоса	92	8
Нерегулярная облачная система	46	27
Изолированное кучевообразное облако	25	33

Все облачные системы, из которых выпадают значительные дожди, можно разделить на ряд групп.

Облачные вихри, из которых в теплое полугодие над европейской частью СССР выпадают дожди интенсивностью 10 мм/12 ч и более, связаны с циклонами. По внешнему виду их можно разделить на четыре группы.

1. Облачные вихри неправильной формы (рис. 22.9, I), соответствующие молодым циклонам. В их пределах выпадают преимущественно обложные дожди.

2. Вихри в виде изогнутых широких полос, расширяющиеся к одному концу (рис. 22.9, II). В них тоже преобладают обложные дожди. Такие облачные вихри чаще всего соответствуют циклонам в стадии максимального развития.

3. Вихри, состоящие из хорошо выраженных облачных и безоблачных полос (рис. 22.9, III), характерные для циклонов в стадии окклюдирования. Осадки здесь могут носить как обложной, так и ливневый характер.

4. Деградирующие облачные вихри, наблюдающиеся в старых заполняющихся циклонах (рис. 22.9, IV). Облачный покров неоднороден; осадки, как правило, ливневые.

Облачные полосы, с которыми связаны значительные дожди, имеют обычно резко очерченные границы, а на краях видны вы-

бросы перистой облачности. Все они являются фронтальными. По своим размерам и характеру осадков их можно разделить на три группы.

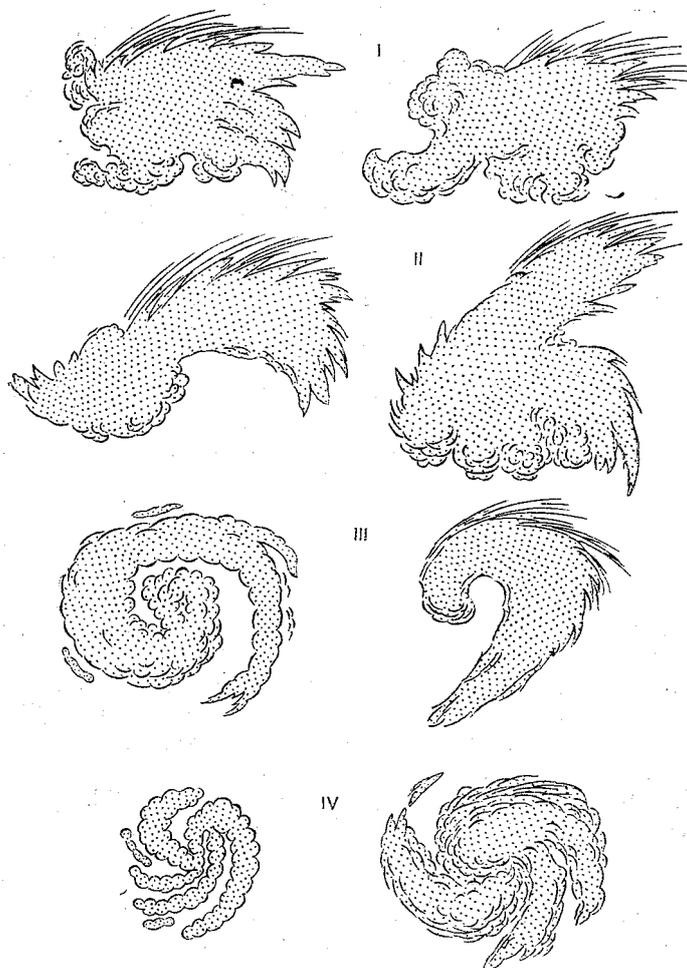


Рис. 22.9. Виды облачных вихрей, с которыми связаны области значительных дождей.

1. Облачные полосы шириной более 500 км при длине 2—3 тыс. км (рис. 22.10, I). Они характерны для холодных фронтов с волнами и холодных фронтов в молодых циклонах. С ними связаны продолжительные обложные дожди.

2. Облачные полосы шириной около 500 км и длиной около 2000 км (рис. 22.10, II). Они связаны с малоподвижными широтно

ориентированными фронтами на юге европейской части СССР или с холодными фронтами, пересекающими эту территорию с юго-

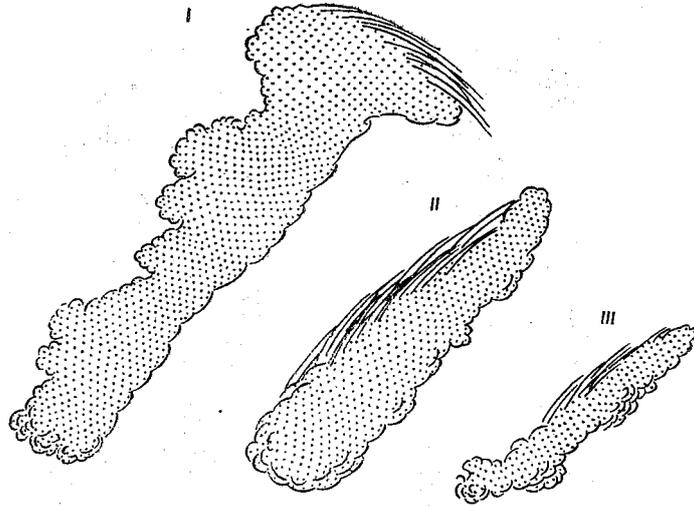


Рис. 22.10. Виды облачных полос, с которыми связаны области значительных дождей.

запада на северо-восток. Значительные дожди в этих облачных полосах носят ливневый характер.

3. Облачные полосы небольших размеров (рис. 22.10, III). С ними связаны ливневые дожди на вторичных и размывающихся фронтах и фронтах окклюзии.

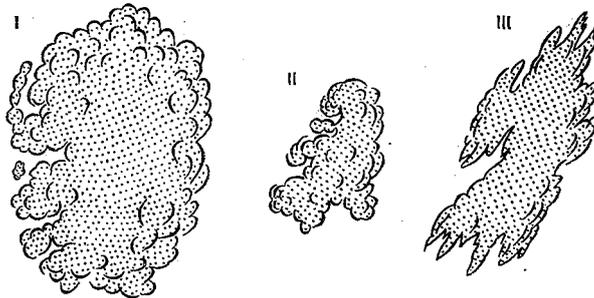


Рис. 22.11. Виды нерегулярных облачных систем, с которыми связаны области значительных дождей.

Из облачных массивов нерегулярной формы (рис. 22.11), которые представляют собой хаотическое сочетание облаков различной формы и размеров, также часто выпадают значительные дожди.

преимущественно ливневого характера. Только из облачной системы вытянутой структуры (рис. 22.11, III) с длиной 500—1000 км

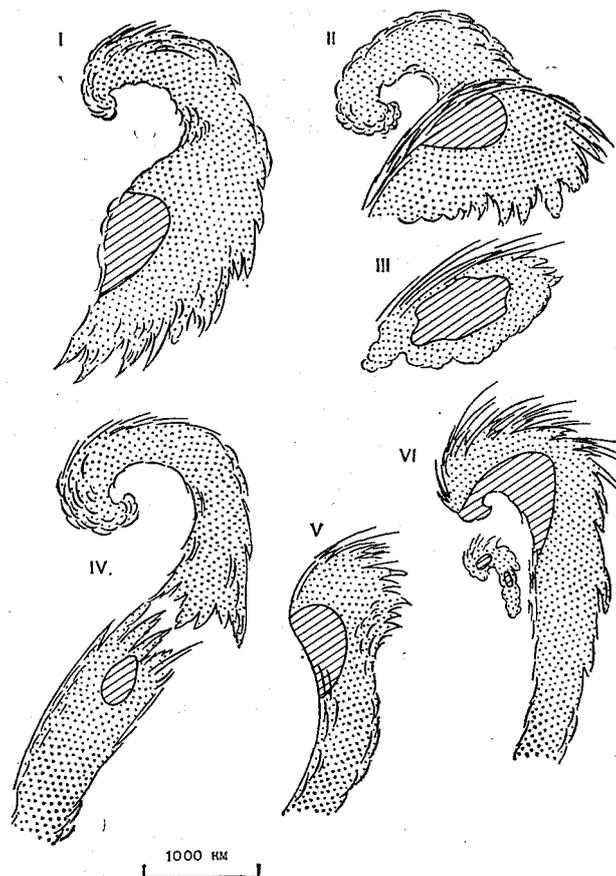


Рис. 22.12. Положение областей значительных снегопадов (заштрихована) в облачных образованиях начальной стадии циклогенеза.

могут выпадать как ливневые, так и обложные дожди. Облачные системы также образуются в размытых барических полях, на перифериях обширных стационарных циклонов и антициклонов. Часто они являются результатом деформации деградирующего циклонического облачного вихря. Из изолированных кучево-дождевых облаков выпадают только ливневые дожди.

Таким образом, значительные обложные дожди следует ожидать в случае появления над районом прогноза облачных вихрей I и II групп (иногда III группы), а также облачных полос больших размеров (I группа).

Наиболее сильные снегопады над европейской частью СССР с интенсивностью более 3 мм/12 ч возникают в начальной стадии формирования облачного вихря. Зоны значительных осадков образуются почти одновременно, а иногда даже раньше появления первой замкнутой изобары у поверхности Земли. Значительные снегопады связаны с перемещением по европейской части СССР облачных вихрей, которые возникли в результате следующих процессов.

1. Облачный вихрь возник из волны на фронтальной облачной полосе. Зона значительного снегопада появляется в наиболее широкой части облачной полосы, а затем смещается к вершине волны (рис. 22.12, I).

2. Облачный вихрь сформировался у точки окклюзии при отсечении струйным течением фронтальной облачной полосы от облачного вихря старого циклона. Область значительных снегопадов возникает под и южнее облачности струйного течения (рис. 22.12, II).

3. В изолированных облачных шапках зона значительных снегопадов образуется в ее центральной части (рис. 22.12, III).

4. Облачный вихрь образовался из веерообразной облачной системы. Зона значительных снегопадов возникает в ее северной части (рис. 22.12, IV). Затем, по мере получения волнового изгиба облачной полосы, зона значительных снегопадов смещается в область волны (рис. 22.12, V).

5. Вторичный облачный вихрь сформировался в тылу развитого циклона. В его пределах зона значительных снегопадов может находиться в любом месте (рис. 22.12, VI).

Зона значительных зимних осадков, возникнув в самом начале развития циклона, сохраняется в течение всего времени его развития. Она только меняет свое положение относительно облачной системы в зависимости от направления движения циклона. Детально этот вопрос рассмотрен в «Руководстве по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды» (Л.: Гидрометеиздат, 1982).

Прогноз положения зон осадков по спутниковым данным сводится к прогнозу эволюции облачной системы и экстраполяции внутри этой системы уже появившейся зоны осадков. Надежных признаков новообразований зон значительных осадков в облачной системе пока не установлено. После того как дан прогноз эволюции облачной системы, можно оценить вероятность выпадения значительных летних осадков и их характер, используя табл. 22.4. Ожидаемое положение зоны значительных осадков определяется экстраполяцией в предположении, что она в течение ближайших суток будет перемещаться так же, как и ранее.

ГЛАВА 23. ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ, ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ И ГРОЗ

23.1. Прогноз параметров конвекции

Методы прогноза конвективной облачности, ливневых осадков и гроз, т. е. конвективных явлений, основаны на использовании тех или иных моделей конвекции. Ряд моделей рассмотрен в гл. 5. Эти модели позволяют сформировать предварительный перечень предикторов (параметров конвекции). Под *параметрами конвекции* понимаются некоторые характеристики состояния атмосферы, позволяющие дать оценку возможности возникновения того или иного конвективного явления.

В качестве параметров конвекции могут выступать как данные непосредственных метеорологических измерений (температуры, влажности, ветра и т. д.), так и различные комплексные показатели состояния атмосферы. Применение последних позволяет, в частности, учесть нелинейность связей между характеристиками атмосферы и предиктантом. При прогнозе конвективных явлений следует учитывать сведения о структуре полей конвективных облаков, ливневых осадков, гроз и града, приведенных в гл. 8 и 9, а также метеорологические условия образования этих явлений.

Для оценки ожидаемых значений параметров конвекции необходимо в первую очередь дать прогноз распределения температуры и влажности с высотой, т. е. построить прогностические кривые стратификации температуры и точки росы. Исходными данными обычно являются результаты утреннего (за 00 ч СГВ) и дневного (за 12 ч СГВ) зондирования атмосферы, а также фактические и прогностические карты приземного давления, геопотенциала и вертикальных движений. Прогноз может разрабатываться на 12, 24 и 36 ч.

Прогностические кривые стратификации чаще всего строятся для слоя атмосферы от земной поверхности до изобарической поверхности 100 гПа. Процедура построения прогностических кривых стратификации температуры и точки росы включает четыре основных этапа. Сначала прогнозируются адвективные измерения T и T_d у поверхности Земли и на всех основных изобарических поверхностях. Затем вводятся поправки на трансформационные изменения у поверхности Земли, а в холодное полугодие и на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа (см. рис. 20.3). После этого оцениваются ожидаемые изменения T и T_d под влиянием упорядоченных вертикальных движений.¹ И, наконец, определяются из-

¹ При составлении прогноза заблаговременностью не более 12 ч от срока зондирования используются фактические значения T и T_d на всех поверхностях, начиная с 850 гПа.

менения T и T_d в пограничном слое атмосферы, возникающие за счет нагрева или охлаждения воздуха от поверхности Земли в суточном ходе.

С учетом знака и абсолютного значения каждой поправки у поверхности Земли и на всех изобарических поверхностях исходные кривые стратификации T и T_d на аэрологической диаграмме смещаются вдоль оси температуры вправо или влево. Построенные таким образом кривые вертикального распределения T и T_d принято называть *кривыми стратификации, построенными без учета влияния конвекции, и обозначать РСНК*.

Определения адвективных и трансформационных изменений T и T_d , а также их изменений за счет вертикальных перемещений были рассмотрены ранее (см. гл. 6, 7, 20). Расчет изменений T и T_d в пограничном слое в суточном ходе основан на предварительном прогнозе максимальной и минимальной температур воздуха у поверхности Земли (см. гл. 20) и значений T_d в моменты наибольшего прогрева и охлаждения воздуха у поверхности Земли. Кривая стратификации температуры в пограничном слое строится методом линейной интерполяции между поверхностью Земли и средним уровнем максимального дневного прогрева воздуха, равного при безоблачной погоде 850 гПа, а при облачной — 925 гПа. За температуру на верхней границе прогрева как днем, так и ночью принимается ее значение, снятое с прогностической кривой РСНК, а за приземное значение днем — $T_{\text{макс}}$, ночью — $T_{\text{мин}}$.

При построении прогностической кривой стратификации T_d в пограничном слое поступают аналогичным образом, используя данные кривой РСНК для T_d при безоблачной погоде на изобарической поверхности 850 гПа, а при облачной — на изобарической поверхности 925 гПа. За приземное значение днем принимается ожидаемая величина T_d в момент максимального прогрева (наступления $T_{\text{макс}}$), а ночью — значение T_d в момент наибольшего охлаждения приземного слоя воздуха.

Следующей процедурой, необходимой для определения параметров конвекции, является построение кривой состояния (PCO), описывающей изменение температуры в конвективно поднимающемся объеме воздуха. Если в конвективно поднимающемся воздухе (на кривой PCO) дефицит точки росы на какой-либо изобарической поверхности (850, 700 или 500 гПа) будет превышать 2°C , то следует учесть эффект вовлечения, поскольку смешение поднимающегося и окружающего воздуха приведет к понижению температуры и влагосодержания в облаке. Поправки на вовлечение рекомендуются рассчитывать по следующей формуле:

$$\delta T_{500} = -M_{500} (T' - T)_{500} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700}, \quad (23.1)$$

где

$$M_{500} = 0,6 - 0,02 (T' - T)_{500},$$

и

$$\delta T_{700} = -2,5 M_{700} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right) \Delta p, \quad (23.2)$$

где

$$M_{700} = 0,003 + 0,001 (T' - T)_{700}.$$

В формулах (23.1) и 23.2): M — коэффициент вовлечения; q' — массовая доля водяного пара в поднимающемся (облачном) воздухе, определяемая по кривой РСО; q — массовая доля водяного пара в окружающем воздухе, определяемая по кривой РСНК для T_d ; T' — температура на кривой РСО; T — температура на кривой РСНК; $\Delta p = p_k - 700$, где p_k — давление на уровне конденсации. Если $p_k > 850$ гПа, то принимается, что $\Delta p = 150$ гПа.

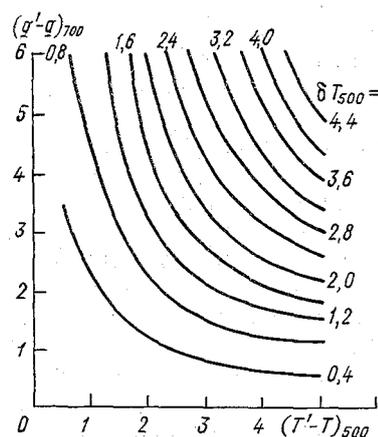


Рис. 23.1. Зависимость поправки на вовлечение δT_{500} от разности температур и массовой доли водяного пара в конвективно поднимающемся и окружающем воздухе на изобарической поверхности 500 гПа.

Таким образом, при учете вовлечения кривая РСО смещается влево (в сторону более низких температур) на изобарических поверхностях 700 и 500 гПа. Значения поправок δT_{500} и δT_{700} зависят от разности температур и массовой доли водяного пара в конвективном облаке и в окружающем воздухе. Рисунок 23.1 показывает, что при больших значениях $(q' - q)_{700}$ и $(T' - T)_{500}$ поправка δT_{500} может превышать 3—4 °С.

Возможность развития конвекции определяется наличием на кривой РСНК слоев с $\gamma > \gamma_a$ в ненасыщенном воздухе и слоев с $\gamma > \gamma_{ва}$ в насыщенном воздухе. В этих случаях формируются конвективно-неустойчивые слои — КНС (см. гл. 5).

В ненасыщенном воздухе КНС чаще всего формируется в результате дневного прогрева пограничного слоя от поверхности Земли, так что его нижняя граница совпадает с ней. Сравнительно более редко в ненасыщенном водяным паром воздухе КНС возникает в свободной атмосфере. Это может быть, например, в результате резкого увеличения неустойчивости атмосферы при интенсивной адвекции холода в верхней части слоя и адвекции тепла в нижней.

В насыщенном воздухе над сушей КНС чаще всего формируется выше пограничного слоя. Причиной его образования, в частности, может быть интенсивное радиационное охлаждение верхней

границы облачности в ночные часы. Над морем нижняя граница КНС, возникшего в силу этих обстоятельств, часто совпадает с поверхностью воды.

Для прогноза конвективных явлений обычно привлекают к рассмотрению следующие параметры конвекции:

- уровень конденсации h_k (гПа или км);
- уровень конвекции $H_{\text{конв}}$ (гПа или км);
- нижняя граница КНС h_1 км (p_1 гПа);
- верхняя граница КНС h_2 км (p_2 гПа);
- толщина КНС m (гПа или км);
- толщина конвекции $h = H_{\text{конв}} - h_1$;
- среднее значение отклонения кривой РСО от РСНК

$$\Delta T = \overline{T' - T} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T'_i - T_i),$$

где T' — температура на РСО и T — температура на РСНК; рассчитывается обычно для слоя с нижней границей h_k и верхней границей $H_{\text{конв}}$ с шагом 50 гПа;

- температура $T_{\text{конв}}$ на $H_{\text{конв}}$;
- суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа, равный $\sum_{850}^{500} (T - T_d)$.

Расчеты большей части параметров конвекции по моделям частицы и КНС описаны в гл. 5. С деталями технологии расчетов параметров конвекции и примерами следует ознакомиться в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды».

23.2. Прогноз количества конвективной облачности

Количество конвективной облачности в часы ее максимального развития зависит, очевидно, от вертикальной структуры полей температуры и влажности. Следовательно, метод прогноза количества конвективных облаков, в котором в качестве всех предикторов будут использованы прогностические значения параметров конвекции, будет давать хорошие результаты только при успешном прогнозе этих параметров. Поскольку сам метод прогноза количества конвективных облаков как таковой также будет иметь ошибки, то в результате успешность прогноза может оказаться довольно низкой. Поэтому в подобных случаях часто отдают предпочтение предикторам, определенным по данным за исходный для прогноза момент времени. Так, для прогноза количества конвективных облаков в момент их максимального развития используется связь количества облаков с комплексным показателем-коэффициентом стратификации $k_{\text{стр}}$. Прогноз дается по графику, показанному на рис. 23.2.

Коэффициент стратификации определяется по данным утреннего зондирования атмосферы. Единственной прогностической характеристикой является максимальная температура у поверхности Земли. Расчет $k_{стр}$ производится по следующей формуле:

$$k_{стр} = \frac{0,3 \Delta T \bar{f}}{(T - T_d) + (1 - \bar{\gamma})}, \quad (23.3)$$

где $\Delta T = T_{макс} - T$ — разность между ожидаемой максимальной температурой и температурой в момент утреннего зондирования

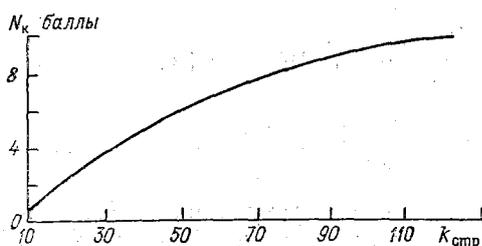


Рис. 23.2. Связь коэффициента стратификации $k_{стр}$ и количества внутримассовой конвективной облачности N_k в часы максимального развития. По М. Г. Приходько.

у поверхности Земли; \bar{f} — средняя относительная влажность в слое от верхней границы приземной инверсии до высоты 3 км; $(T - T_d)$ — среднее значение дефицита точки росы в слое Земля — 500 м или в слое Земля — 200 м, если у поверхности Земли $1^\circ\text{C} < (T - T_d) < 4^\circ\text{C}$, $\bar{\gamma}$ — среднее значение вертикального градиента температуры в слое от верхней

границы инверсии до высоты 3 км.

При допустимой погрешности ± 2 балла число оправдавшихся прогнозов по формуле (23.3) и графику, приведенному на рис. 23.2, составленных в Ленинграде, Киеве, Ростове-на-Дону составляет 60—65 %.

Успешность прогнозов повышается, если при построении формулы для расчета коэффициента стратификации учитывать особенности региона. Так, например, для района Тбилиси используется модифицированная формула

$$k_{стр} = \frac{0,2 \Delta T \bar{f}}{(T - T_d)_0 + (1 - \bar{\gamma})}, \quad (23.4)$$

где, в отличие от формулы (23.3), берется не осредненный по высоте дефицит точки росы, а дефицит точки росы у поверхности Земли. Кроме того, для прогноза количества конвективных облаков можно использовать следующие формулы:

$$N_{макс} = 0,075m, \quad (23.5)$$

где $N_{макс}$ — ожидаемое количество конвективной облачности в момент максимального ее развития; m — толщина КНС (гПа) по данным утреннего зондирования; 0,75 — размерный множитель,

$$N_{макс} = 10 \frac{T_{ва} - T}{T_{ва} - T_{сух}}, \quad (23.6)$$

где T , $T_{ва}$, $T_{сух}$ — температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, отсчитанная в точке пересечения ее с кривой стратификации температуры по данным утреннего зондирования (T), в точке пересечения влажной адиабаты, начинающейся в точке с прогностическим значением $T_{макс}$ ($T_{ва}$) и в точке пересечения сухой адиабаты, начинающейся в точке $T_{макс}$ ($T_{сух}$).

23.3. Прогноз ливневых осадков

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевой облачности, которая возникает при определенных, благоприятных для этого синоптических положениях в данном регионе. Знание таких синоптических положений является одним из основных условий успешности прогноза ливневых осадков, а также гроз и града.

Все виды конвективных явлений, в том числе и ливни, могут быть как внутримассовыми, так и фронтальными.

Благоприятные термодинамические условия для выпадения внутримассовых ливневых осадков часто возникают в тыловых частях циклонов и антициклонов (при достаточной влажности воздуха в этих частях барических образований), в заполняющихся циклонах, ослабевающих антициклонах.

Фронтальные ливневые осадки могут выпадать на фронтах всех типов и обычно вместе (на фоне) с обложными осадками. Однако чаще всего фронтальные ливни, грозы и град связаны с холодными фронтами и фронтами окклюзии по типу холодного фронта. Значительно реже они возникают на теплых фронтах и фронтах окклюзии по типу теплого фронта.

Интенсивность ливневых осадков может быть определена по формуле А. Ф. Дюбюка

$$I_{л} = - \int_{z_0}^z \rho \bar{w} \frac{\partial q_m}{\partial z} dz \approx - \frac{\bar{w}}{\rho} (q_{m, z_0} - q_{m, z}), \quad (23.7)$$

где $I_{л}$ — интенсивность ливневых осадков; q_m — массовая доля водяного пара в состоянии насыщения (в кучево-дождевом облаке); \bar{w} — средняя в слое $z - z_0$ вертикальная скорость; ρ — плотность воздуха.

При расчете интенсивности ливневых осадков \bar{w} рассчитывается по эмпирической формуле

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^n \frac{m \bar{w}_k h_i}{m_1 H}, \quad (23.8)$$

где m — толщина КНС (гПа); h — мощность конвекции (гПа); \bar{w}_k — средняя для частиц КНС вертикальная скорость конвекции, рассчитанная по формулам (5.10) — (5.12) или определенная по графикам (см. рис. 5.1); m_1 — масса единичного вертикального

столба воздуха, в котором возможно развитие конвекции в умеренных широтах; H — толщина этого слоя атмосферы, в гПа; κ — безразмерный параметр, характеризующий плотность конвективных струй в кучево-дождевом облаке; n — количество КНС.

При расчетах в умеренных широтах можно положить $m_1 = 10^3$ г, $H = 900$ гПа и $\kappa = 0,3$. Тогда формула (23.8) приобретает более простой вид:

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^n 0,33 \cdot 10^{-4} (m \bar{w}_{\kappa} h). \quad (23.9)$$

Если выразить \bar{w} в кучево-дождевом облаке через изменение давления в поднимающейся воздушной частице в гПа/ч, то интенсивность ливневых осадков, так же, как и обложных, можно рассчитать по формуле И. В. Лебедевой:

$$I_{\text{л}} = 1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}, \quad (23.10)$$

где I — интенсивность ливневых осадков (мм/ч); Δq_{850} , Δq_{700} — изменения массовой доли водяного пара в поднимающихся с соответствующих изобарических поверхностей объемах воздуха на величину Δp .

Коэффициенты перехода от \bar{w} в см/с, рассчитанного по формуле (23.9), к Δp в гПа/ч указаны в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды». Там же приведены графики для определения интенсивности ливневых осадков и описание порядка пользования ими.

Заметим, что значения Δq_{850} и Δq_{700} могут быть вычислены с помощью аэрологической диаграммы.

Прогностическое значение $I_{\text{л}}$ представляет собой среднюю интенсивность ливневого дождя на одной из станций с максимальным количеством выпавших осадков на территории радиусом 100 км, для центральной точки которой давался прогноз стратификации температуры и точки росы.

Интегральная продолжительность ливневых дождей в пункте зависит от количества облаков, перемещающихся над ним, и скорости их перемещения. Для расчетов можно использовать такие формулы:

$$t_{\text{л}} = \kappa \bar{\sigma}_{1000-850} / \bar{V}, \quad (23.11)$$

$$t_{\text{л}} = \kappa t_{\kappa} \bar{V}_{1000-850} / \bar{V}, \quad (23.12)$$

где $t_{\text{л}}$ — продолжительность ливней в пункте; $\bar{\sigma}_{1000-850}$ — средняя длина траектории в слое Земли — 850 гПа за период развития конвекции t_{κ} , равный обычно 6—12 ч; $\bar{V}_{1000-850}$ — средняя скорость ветра в пограничном слое атмосферы; \bar{V} — средняя скорость перемещения облаков; κ — безразмерный коэффициент [см. пояснение к формуле (23.8)], равный примерно плотности (количеству)

конвективной облачности вдоль траектории. В среднем он обычно равен 0,3.

Период развития конвекции t_k зависит от синоптической ситуации, характера стратификации T и T_d , типа фронта и скорости его перемещения. Если положить $t_k = 12$ ч, то получим следующую рабочую формулу:

$$t_n = kV_{1000-850} \cdot 12/\bar{V}_{700-500}. \quad (23.13)$$

При прогнозе t_n над европейской частью СССР по формулам (23.12) рекомендуется использовать такие значения k :

0,10 — при внутримассовой конвекции, размытые и вторичные фронты;

0,20 — холодные фронты;

0,25 — фронты окклюзии;

0,30 — теплые фронты.

В «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» имеются графики, построенные по формуле (23.13), и даны примеры расчетов интенсивности и продолжительности ливневых осадков.

Успешность прогнозов ливневых осадков может быть повышена при использовании спутниковых снимков облачного покрова в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. В гл. 22 было дано описание основных облачных систем, из которых выпадают значительные осадки. Из него следует, что ливневые дожди характерны для облачных систем с несплошным облачным покровом. Все системы с разрывами, состоящие из конвективных облаков или слоистых и кучевообразных в виде вихрей, дают ливневые осадки с вероятностью 60—65%. Двухслойные облачные системы с разрывами в полосах и нерегулярных образованиях, а также слоистообразные с разрывами почти с одинаковой вероятностью дают как ливневые, так и обложные осадки. Во вторую половину дня и вечером выпадают преимущественно ливневые дожди, а ночью — обложные.

В гл. 22 указывалось, что в подавляющем большинстве случаев осадки бывают связаны с тремя основными облачными системами: облачными вихрями, полосами и облачными массивами нерегулярной формы. Значительные летние ливневые осадки с количеством более 100 мм/12 ч чаще всего выпадают из:

— облачных вихрей, состоящих из полос кучевообразных облаков с большой неоднородностью облачного покрова (см. рис. 22.9, IV). Такие облачные вихри характерны для старых заполняющихся циклонов над южными и центральными районами европейской части СССР;

— облачных вихрей, состоящих из хорошо выраженных облачных и безоблачных полос (см. 22.9, III). Вероятность их выпадения из такой облачной системы примерно такова же, как и обложных дождей. Подобные облачные системы типичны для окклюдирующихся циклонов над центральными районами европейской части СССР;

23.5. Прогноз гроз

Грозу следует прогнозировать в тех случаях, когда ожидается синоптическая ситуация, благоприятная для возникновения (появления) в пункте прогноза кучево-дождевой облачности. Замечено, что в умеренных широтах грозы возникают, как правило, тогда, когда кучево-дождевое облако своей вершиной достигает уровня с температурой -23°C и ниже, а толщина облака превышает 4 км.

В настоящее время разработано несколько десятков методов прогноза гроз, большинство из которых может применяться только в конкретных географических районах или при определенных синоптических ситуациях и (или) исходных метеорологических условиях.

Рассмотрим те из них, которые рекомендованы Центральной методической комиссией по гидрометеорологии и прогнозам в качестве основных, и те, которые представляют методический интерес, поскольку могут служить основой для дальнейшего совершенствования и разработки региональных методов прогноза.

Практически наиболее широко применяемым в равнинных районах является метод прогноза гроз, основанный на моделях частицы и КНС и учете основных факторов, определяющих развитие конвекции. Метод может применяться для прогноза с заблаговременностью до 36 ч. Параметры конвекции рассчитываются по прогностическим кривым РСНК для T и T_d и РСО для частицы, находящейся у поверхности Земли. Затем рассчитанные параметры конвекции сравниваются с их критическими значениями, приведенными в табл. 23.1. Из этой таблицы также выбирается формулировка прогноза конвективных явлений.

Условные обозначения параметров конвекции в табл. 23.1 пояснены в п. 23.1. Осредненные значения \bar{h}_k , \bar{H} , $\bar{\Delta T}$, $\bar{h}_{сб}$ определяются как средние для всех частиц КНС. В тех случаях, когда КНС начинается не от поверхности Земли, в табл. 23.1 помещают максимальные значения h_k , H , ΔT и $h_{сб}$.

Алгоритм прогноза описан в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды».

Другой способ, разработанный Б. Е. Песковым, применим для прогноза гроз на текущий день по центральным районам европейской части СССР. Он основан на расчете дискриминантной функции U . В зависимости от ее значения дается альтернативный прогноз грозы в радиусе 25—50 и 100—150 км. Способ применим в случае ожидаемой термической конвекции и тогда, когда выполняются следующие условия:

— кривая состояния, построенная на момент максимального развития конвекции ($T_3 = T_{\text{макс}}$) по методу частицы без учета вовлечения, на уровне 500 гПа находится правее кривой стратификации температуры;

Таблица 23.1

Пороговые значения параметров конвекции, при которых вероятно развитие конвективных явлений.
По Н. В. Лебедевой

1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\sum_{350}^{500} (T - T_d)$	$(T_{\text{макс}} - T_d) \geq 3$ °C	m гПа	$\bar{h}_{\text{конд}}$ или $h_{\text{конд}}$ км	$\bar{H}_{\text{конв}}$ или $H_{\text{конв}}$ км	$T_{\text{конв}}$	ΔT °C	$\bar{h}_{\text{Сб}}$ или $h_{\text{Сб}}$ км	Конвективные явления
>25	>20	—	—	—	—	—	—	Развития конвекции не ожидается
≤ 25	≤ 16	>10	$\sim 1,5$	>6	$< -22,5$	>4	$\sim 4,5$	Слабый ливневый дождь, возможна гроза или сухая гроза
≤ 20	≤ 14 (≤ 6)	>20	$\sim 1,5$	>5	$-22,5 < T < -10$	≤ 3 (> 1)	$>3,5$	Ливневый дождь без грозы
≤ 20	≤ 14	>30	$\sim 1,5$	≥ 8	$< -22,5$	≥ 3	$>6,5$	Ливневый дождь местами грозы
< 16	~ 10	$>60-100$	$1,5 > h > 1,0$	>8	$< -22,5$	>3	$\geq 7,5$	Сильный ливневый дождь и гроза
~ 16	~ 10	—	$1,5 > h > 1,0$	>8	$< -22,5$	≥ 3 , но $\Delta T_{\text{max}} > 4$	$\geq 7,5$	Грозы

Примечание. В скобках в графе 2 указаны значения $(T - T_d)_n$, если этот параметр берется вместо $(T_{\text{макс}} - T_d)_3$; в графе 7 — соответствующие значения ΔT .

- $T_{\text{конв}} < -22,5^\circ\text{C}$;
- $\Delta T = T' - T$ по большей части находится в пределах от 2 до 4°C ;
- $\overline{\Delta T_d}$ между уровнями 850 и 500 гПа не превышает $8-10^\circ\text{C}$;
- приземное барическое поле в радиусе 250 км от пункта прогноза не антициклоническое.

Дискриминантная функция имеет следующий вид:

$$U = 0,4(T' - T)_{600} - 0,05 \Delta T_{d\ 500} + 0,4 \Delta p_0 - 0,07 |\Delta \bar{V}|_{700}^{300}, \quad (23.16)$$

где $\Delta p_0 = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^8 p_i - 8p_0$, p_i — давление (гПа) в 8 точках, равноудаленных друг от друга и находящихся от центральной на расстоянии 250 км;

p_0 — давление в центральной точке (гПа) в пункте прогноза;

$|\Delta \bar{V}|_{700}^{300}$ — модуль векторной разности скорости ветра на изобарической поверхностях 700 и 300 гПа.

Все значения предикторов в формуле (23.16) являются прогнозическими на дневные часы (12—15 ч местного времени).

Если $U > 0$, то в формулировке прогноза указывается гроза в районе радиусом 25—50 км, а при $U > -0,5$ — в районе радиусом 100—150 км.

При $U \leq -3$ гроза маловероятна. Когда $U \approx 0$, то вероятность грозы около 30 %, а при $U \geq 3$ вероятность ее возникновения превышает 90 %.

При любых значениях U вероятность грозы мала при $(T' - T)_{500} < -1$ или $\Delta T_{d\ 700} > 10^\circ\text{C}$ или при упорядоченных нисходящих движениях с $\tau_{700} > 50$ гПа/12 ч.

Примером физико-статистического метода прогноза гроз, в котором в качестве предиктора используется комплексная характеристика состояния атмосферы, может служить метод, разработанный Уайтингом (Вайтингом). Прогноз разрабатывается на текущий день. По данным утреннего зондирования рассчитывается комплексный показатель

$$K = T_{850} - T_{d\ 850} - T_{500} - (T - T_d)_{700}.$$

Чем больше K , тем вероятнее возникновение грозы. Действительно, чем больше первые два слагаемых и меньше третье, тем выше вершина кучево-дождевого облака (и больше величина K). Последнее слагаемое косвенно учитывает вовлечение, приводящее к понижению уровня конвекции. При этом, чем меньше дефицит точки росы, тем меньше его понижение и тем медленнее уменьшается значение K .

Для центральных и северо-западных районов европейской части СССР установлено, что при $K < 20$ грозы ожидать не следует, при $K = 20 \dots 25$ возникают отдельные грозы, при $K = 25 \dots 30$ в формулировке прогноза следует указывать, что грозы будут местами,

а при $K > 30$ грозы нужно ждать повсеместно. Рекомендуется учитывать, что при сходимости воздушных течений в слое 850—700 гПа и сильном ветре, особенно когда развитие конвекции со-

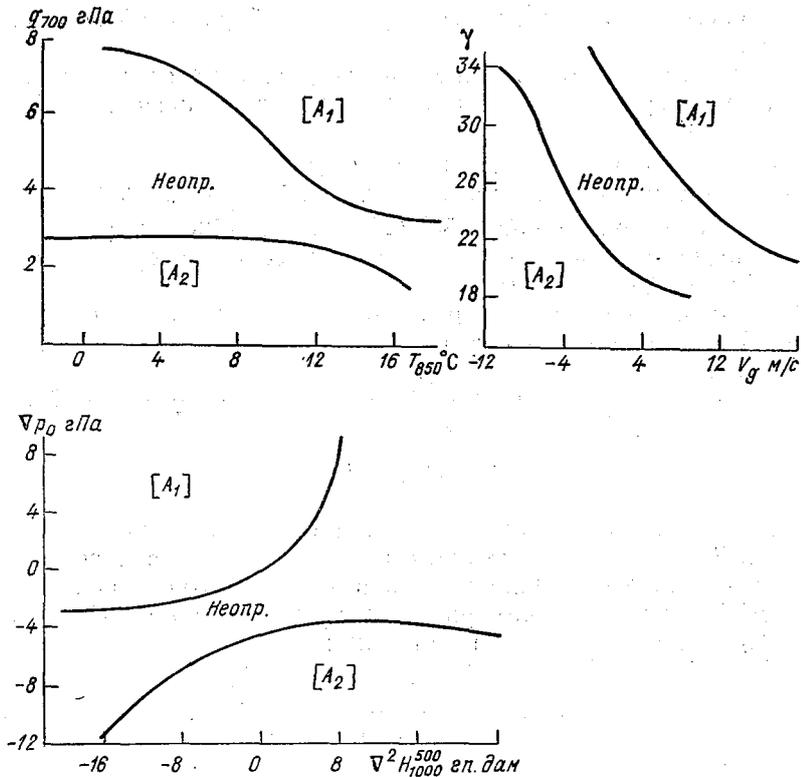


Рис. 23.6. Диаграммы рассеяния Н. А. Лаврова для прогноза гроз в Ленинградской области.

провождается упорядоченными восходящими движениями, вероятность возникновения гроз увеличивается.

Для прогноза гроз в Ленинградской области с заблаговременностью до 36 ч можно использовать диаграммы рассеяния, построенные Н. А. Лавровым (рис. 23.6). В качестве исходных данных используются результаты численного прогноза давления, геопотенциала, ветра, а также температуры и массовой доли водяного пара.

Предварительный перечень предикторов, определяющих метеорологические условия грозообразования, получение которых возможно по результатам оперативного численного прогноза и с помощью прогностических операций с использованием исходных си-

оптических материалов, включает следующие параметры атмосферы:

- температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа (T_{850});
- массовая доля водяного пара на изобарической поверхности 700 гПа (q_{700});
- модуль и составляющие (меридиональная и зональная) скорости геострофического ветра на изобарической поверхности 700 гПа (V_g, u_g, v_g);
- относительный геопотенциал H_{1000}^{300} ;
- лапласианы приземного давления $\nabla^2 p_0$ гПа/(350 км)² и относительного геопотенциала $\nabla^2 H_{1000}^{300}$ гп. дам/(500 км)²;
- дефициты точки росы на изобарических поверхностях 850 и 700 гПа ($\Delta T_d 850, \Delta T_d 700$);
- аналог среднего вертикального градиента температуры в нижней половине тропосферы.

$$\gamma = \frac{H_{850} - H_{1000}}{6,74 \lg \frac{1000}{850}} - \frac{H_{500} - H_{700}}{6,74 \lg \frac{700}{500}} = 2,1 H_{850} - 1,68 (p_0 - 1000) + H_{700} - H_{500}. \quad (23.17)$$

Прогностические значения всех предикторов определяются на 12 ч СГВ того дня, для которого разрабатывается прогноз.

Оценка информативности каждого предиктора производилась на основе анализа одномерных расстояний Махаланобиса $\Delta_i^2(x_i)$ и оценки значимости этих расстояний:

$$\Delta_i^2(x_i) = \frac{[\bar{x}_i(\mathcal{K}) - \bar{x}_i(\bar{\mathcal{K}})]^2}{0,5 [\sigma_i^2(\mathcal{K}) + \sigma_i^2(\bar{\mathcal{K}})]}, \quad (23.18)$$

где \mathcal{K} и $\bar{\mathcal{K}}$ — альтернативные классы состояния погоды, соответственно, с грозой и без грозы; $\bar{x}_i(\mathcal{K})$ и $\bar{x}_i(\bar{\mathcal{K}})$ — средние значения i -го предиктора в классах «гроза» и «без грозы»; $\sigma_i^2(\mathcal{K})$ и $\sigma_i^2(\bar{\mathcal{K}})$ — дисперсии i -го предиктора в классах «гроза» и «без грозы».

Значимыми оказались связи предиктанта с семью предикторами. По шести из них (в порядке наибольшей информативности пар предикторов) построены диаграммы рассеяния (см. рис. 23.6). На этих диаграммах класс $[A_1]$ — гроза, класс $[A_2]$ — без грозы. Если значение вектора-предиктора на всех трех диаграммах окажется в областях неопределенности, то формулировка прогноза выбирается в соответствии с результатами сравнения значения седьмого предиктора H_{1000}^{300} с его пороговым значением, равным 553 гп. дам. При $H_{1000}^{300} > 553$ гп. дам в прогнозе указывается «гроза», при $H_{1000}^{300} \leq 553$ гп. дам гроза в прогнозе не указывается.

При проверке метода на независимой выборке, состоящей из 90 случаев, при прогнозе с заблаговременностью 24 ч получена оправдываемость формулировки «гроза» 85 %, оправдываемость формулировки «без грозы» 93 %.

Другим региональным методом, представляющим интерес с точки зрения методики построения и специфичности применения,

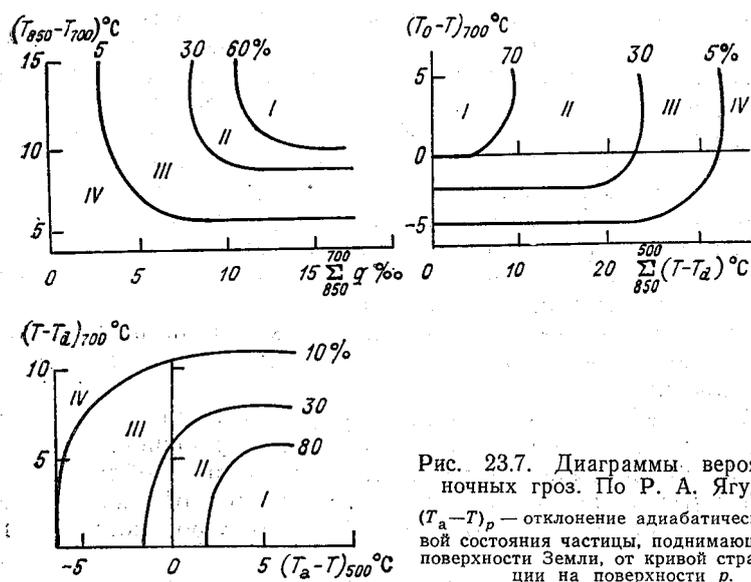


Рис. 23.7. Диаграммы вероятности ночных гроз. По Р. А. Ягудину.

$(T_a - T)_p$ — отклонение адиабатической кривой состояния частицы, поднимающейся от поверхности Земли, от кривой стратификации на поверхности p .

является метод прогноза ночных гроз в Новосибирской области. Для выбора наиболее информативных предикторов рассчитывалось удельное количество информации о грозах, содержащееся в различных характеристиках атмосферы в дневные часы. В результате были отобраны шесть предикторов, по которым построены диаграммы вероятностей возникновения грозы ночью при определенных сочетаниях значений двух предикторов (рис. 23.7). Гроза предсказывается, если на всех трех диаграммах с координатами, соответствующими значениями обоих предикторов, точка попадает в зоны I и II. Если хотя бы на одной диаграмме точка попала в область III и IV, то дается прогноз отсутствия грозы.

Общая оправдываемость прогноза по данному методу составила около 90 %.

Региональный метод прогноза гроз в горных районах СССР описан в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды». В нем наряду с другими факторами учитывается изменение термодинамического состояния воздуха при его подъеме по наветренному склону гор.

23.6. Использование данных радиолокационных наблюдений при прогнозе осадков, гроз и града

Заблаговременность прогноза осадков и гроз на основе данных радиолокационных наблюдений определяется эффективным радиусом обнаружения, в пределах которого с вероятностью 90—100 % диагностируются осадки и грозы, и скоростью их перемещения в направлении пункта прогноза. Как правило, эта заблаговременность не превышает 10—12 ч, причем летом она больше, чем зимой, поскольку эффективный радиус обнаружения в теплое время года составляет 150—200 км, а в холодное — только 50—90 км. Полученные с помощью МРЛ данные являются дополнением к основной синоптической информации и используются в основном при метеообеспечении кратковременных хозяйственных операций (полет самолета, погрузочно-разгрузочные работы и т. д.) и при составлении штормовых предупреждений.

По радиолокационным наблюдениям могут быть определены формы облаков по вертикальному и горизонтальному распределению радиозха.¹

В ближайшей зоне (до 40 км) можно различить пять типов облаков: слоистые трех ярусов, многослойные сплошные и конвективные. Возможно выделить три вида конвективных облаков:

— грозовые облака с градом и грозоопасные облака, т. е. кучево-дождевые облака с грозами и с большой вероятностью выпадения града;

— облака с ливнями и грозами. Это кучево-дождевые облака в предгрозовой, грозовой и послегрозовой стадиях развития;

— облака с ливнями, но не грозоопасные.

Установлено, что осадки выпадают из облачных полей, фиксируемых радиолокатором как очаги конвективных и слоистых облаков (РКСО) и как очаги конвективных облаков (РКО). При этом оказывается возможным связать (ориентировочно) характер радиозха и его высоту с количеством выпадающих из облаков осадков (табл. 23.2).

Прогноз осадков, гроз и града основывается на экстраполяции этих явлений вместе с соответствующими им зонами радиозха.

При прогнозе перемещения внутримассовых областей радиозха зон осадков (РОЗО) с заблаговременностью до 3 ч используется экстраполяция их перемещения за предыдущий час. При большей заблаговременности прогноз основывается на учете скорости ветра в средней тропосфере. Направление перемещения РОЗО площадью более 50 км² хорошо согласуется с направлением

¹ Подробнее см Методические указания по использованию радиолокационных данных в синоптическом анализе и краткосрочном прогнозе погоды.— М.: Гидрометеиздат, 1981.

Таблица 23.2

Количество осадков в зависимости от типа и высоты радиоэха

Преобладающая картина распределения типов радиоэха	Преобладающая высота радиоэха, км	Максимальная высота радиоэха, км	Максимальное количество осадков за полусутки, мм
Изолированные очаги РКСО и РКО	4—5	7—10	3,0
Сочетание сплошных систем РКСО и РКО с изолированными	5—6	7	3,1—10,0
Сплошная система РКСО и сочетание РКО и РКСО	6—7	10	10,1—20,0
Сплошная система РКСО и РКО	9—10	12—14	10,1—30,0 и более

ветра на изобарических поверхностях 700 и 500 гПа. Для РОЗО размерами 50—100 км² направление и скорость перемещения оцениваются по данным карты АТ₇₀₀:

$$V_p = 0,97V_{700} \text{ при } V_{700} > 10 \text{ м/с,} \quad (23.19)$$

$$V_p = 1,35V_{700} \text{ при } 5 \text{ м/с} < V_{700} \leq 10 \text{ м/с.} \quad (23.20)$$

Для РОЗО размерами от 100 до 1000 км² направление и скорость перемещения определяются по карте АТ₅₀₀:

$$V_p = 0,45V_{500} \text{ при } V_{500} \geq 20 \text{ м/с,} \quad (23.21)$$

$$V_p = 0,6V_{500} \text{ при } 5 \text{ м/с} < V_{500} < 20 \text{ м/с.} \quad (23.22)$$

При скорости ветра менее 5 м/с и $V_{500}/V_{700} \leq 1$ направление перемещения РОЗО отклоняется от направления ветра на соответствующей изобарической поверхности более чем на 45°, что связано с ростом РОЗО и распространением ее по площади.

Для прогноза перемещения фронтальных зон облачности и осадков при верхней границе радиоэха менее 6 км используют карту АТ₈₅₀, при верхней границе радиоэха в пределах 6—7 км — карту АТ₇₀₀ и при верхней границе радиоэха более 7 км используют карту АТ₅₀₀.

Если фронтальная облачная полоса лежит примерно параллельно воздушному потоку, то коэффициент перехода от скорости ветра на соответствующей изобарической поверхности к скорости переноса РОЗО определяется по графику (рис. 23.8). Если фронтальная полоса расположена примерно под прямым углом к направлению ветра, то коэффициент перехода для изобарической поверхности 850 гПа принимается равным 1,0, для поверхности 700 гПа — 0,8 и для поверхности 500 гПа — 0,6.

Предлагаются и другие способы прогноза перемещения фронтальных зон РОЗО и количества осадков, выпадающих из них (см. упомянутые «Методические указания по использованию радиолокационных данных в синоптическом анализе и краткосрочном

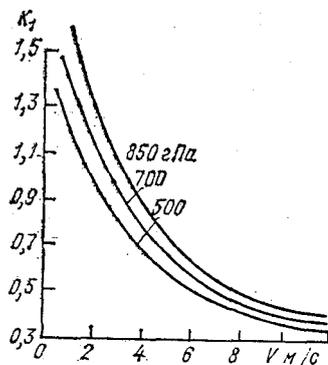


Рис. 23.8. График для определения коэффициента перехода (K) от скорости ветра на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа и скорость перемещения РОЗО, находящейся в потоках, параллельных фронту.

прогнозе погоды» и «Руководство по краткосрочным прогнозам погоды»).

ГЛАВА 24. ПРОГНОЗ ГОЛОЛЕДА, ИЗМОРОЗИ И ГОЛОЛЕДИЦЫ

24.1. Виды наземного обледенения

Замерзание продуктов конденсации водяного пара на поверхности Земли и наземных предметах может приводить к образованию гололеда, изморози, гололедицы, наста обледенелого мокрого снега, твердого налета.

Гололед представляет собой слой плотного матового или прозрачного льда, нарастающего на поверхности Земли и на предметах (преимущественно с наветренной стороны) в результате замерзания капель переохлажденного дождя, мороси или тумана. Плотность отложения гололеда велика и составляет 0,5—0,9 г/см³. Он обычно образуется при температуре воздуха от 0,5 до -3°C , иногда до $-8 \dots 10^{\circ}\text{C}$.

Изморозь — отложение льда на ветвях деревьев, проводах и других предметах при тумане в результате сублимации водяного пара (*кристаллическая изморозь*) или намерзания капель переохлажденного тумана (*зернистая изморозь*).

Кристаллическая изморозь обычно состоит из кристалликов льда, нарастающих главным образом с наветренной стороны предмета при любом ветре и температуре воздуха ниже -15°C . Она легко осыпается при встряхивании. Плотность кристаллической изморози мала и составляет $0,01-0,05 \text{ г/см}^3$. Возникает она в результате сублимации водяного пара при тумане (дымке) и температуре воздуха от -11 до -25°C . В Сибири она часто образуется и при более низких температурах.

Зернистая изморозь также образуется преимущественно на наветренной стороне предметов, но при довольно сильном ветре. Она представляет собой снеговидный, рыхлый лед. Плотность ее существенно больше, чем плотность кристаллической изморози и составляет $0,1-0,4 \text{ г/см}^3$. Часто она по внешнему виду напоминает гололед и близка к нему по плотности. Возникает в результате намерзания на предметы капель переохлажденного тумана при температурах более высоких, чем кристаллическая изморозь (обычно от -3 до -8°C).

Гололедица — лед на поверхности Земли, образовавшийся по разным причинам:

— вследствие замерзания переохлажденного дождя или мороси на поверхности Земли (по существу гололед на земной поверхности);

— вследствие замерзания мокрого снега, дождя или мороси при соприкосновении с сильно охлажденной поверхностью Земли;

— вследствие замерзания слоя воды на поверхности Земли, возникшего после оттепели или выпадения дождя, в результате наступления похолодания.

Наст представляет собой гололедицу, возникшую на поверхности снежного покрова. После очередного снегопада наст покрывается свежим снегом и оказывается внутри снежного слоя. В результате неоднократного образования наста снежный покров приобретает слоистую структуру с чередованием плотных и рыхлых слоев.

Обледенелый мокрый снег — ледяная масса, по внешнему виду напоминающая очень плотную зернистую изморозь. Образуется при быстром замерзании мокрого снега, при положительной температуре воздуха до $+2^{\circ}\text{C}$ и скорости ветра до 6 м/с . По размерам отложения может превосходить гололед.

Твердый налет представляет собой белый тонкий слой из мелких ледяных кристалликов, образующийся вследствие сублимации водяного пара на холодных поверхностях (каменных стенах, колоннах) преимущественно с наветренной стороны. Возникает при ослаблении мороза, часто при оттепели, обычно в пасмурную погоду. Толщина твердого налета не превышает нескольких миллиметров.

Все виды наземного обледенения, за исключением твердого налета и кристаллической изморози, могут создавать опасные для

различных сооружений нагрузки, затруднять работу транспорта, влиять на перезимовку сельскохозяйственных культур. Степень опасности наземного обледенения характеризуется толщиной слоя льда, который образуется за время нарастания ледяного отложения.

24.2. Прогноз гололеда

При прогнозе гололеда следует исходить из того, что гололед образуется при определенных метеорологических условиях, а сле-

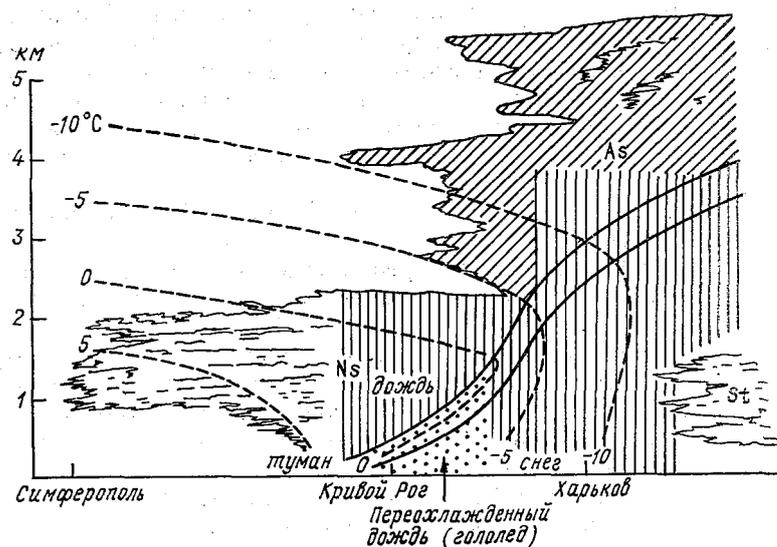


Рис. 24.1. Вертикальный разрез через теплый фронт при возникновении гололеда.

довательно, и при определенных синоптических ситуациях. Он может быть как внутримассовым, так и фронтальным.

Внутримассовые гололеды возникают при синоптических положениях, обеспечивающих образование низкой внутримассовой слоистой облачности или плотного адвективного тумана (см. гл. 21 и 22). Обычно это западные и северные периферии мало-подвижных антициклонов, восточные и южные периферии стационарных циклонов, а также теплые секторы подвижных циклонов.

Фронтальные гололеды чаще всего связаны с теплыми фронтами и теплыми фронтами окклюзии и возникают в связи с выпадением переохлажденного дождя (рис. 24.1). Наиболее интенсивные фронтальные гололеды образуются при больших контрастах температуры между холодным и теплым воздухом (более $10^{\circ}\text{C}/500\text{ км}$) и при скорости движения фронта не более 20—25 км/ч. Иногда гололед образуется в зоне медленно перемеща-

ющегося холодного фронта (первого рода), а также на квазистационарных фронтах.

Следует иметь в виду, что наибольшая повторяемость гололеда характерна для районов с резкими изменениями погодных условий, где часто наблюдается переход от морозной погоды к оттепели и наоборот. На повышенных участках рельефа, особенно на его наветренных склонах, повторяемость гололеда выше, чем над равниной.

Прогноз гололеда следует разрабатывать тогда, когда можно ожидать следующие благоприятные для его возникновения метеорологические условия:

- выпадение переохлажденного дождя или мороси,
- наличие переохлажденного адвективного тумана;
- адвекция тепла в приземном слое;
- мощные слои инверсии в пограничном слое атмосферы;
- температура воздуха у поверхности Земли от 0,5 до -3°C , а на изобарической поверхности 850 гПа от 5 до -5°C ;
- суммарный дефицит точки росы в слое Земля — 850 гПа менее $3-5^{\circ}\text{C}$;
- температура воздуха на нижней границе первого от Земли слоя инверсии от $-0,5$ до -8°C ;
- на изобарической поверхности 850 гПа имеется очаг теплого воздуха;
- умеренные и сильные ветры в пограничном слое.

Прогноз фронтального гололеда обычно основывается на экстраполяции перемещения его зоны вместе с фронтом с учетом возможной эволюции интенсивности и фазового состояния осадков.

Кроме того, фронтальный гололед может быть предсказан с заблаговременностью от 12 до 36 ч с помощью демаркационных графиков, приведенных на рис. 24.2 и 24.3. По первому дается альтернативный прогноз, а по второму прогнозируется интенсивность гололеда. Метод разработан как региональный для юго-восточной части Западной Сибири, но может, как показал опыт его использования, применяться и в других районах СССР. Он основан на том, что вероятность образования гололеда зависит не только от температуры у Земли и на уровне 850 гПа (см. выше), но и от положения уровня кристаллизации, на котором в холодное полугодие над Западной Сибирью температура равна примерно -10°C .

Графики, представленные на рис. 24.2 и 24.3, показывают, что наибольшая вероятность образования гололеда в момент прохождения фронта отмечается при температуре воздуха у поверхности Земли и на изобарической поверхности 850 гПа в интервале от 1 до -6°C , т. е. тогда, когда в зоне фронта осадки часто выпадают в виде переохлажденного дождя и мороси, а также в виде мокрого снега. Кроме того, наиболее часто гололед образуется тогда, когда изотерма -10°C находится на высоте 2—3 км. При более низком

положении этой изотермы осадки обычно выпадают в виде снега, а при более высоком — в виде дождя с положительной температурой.

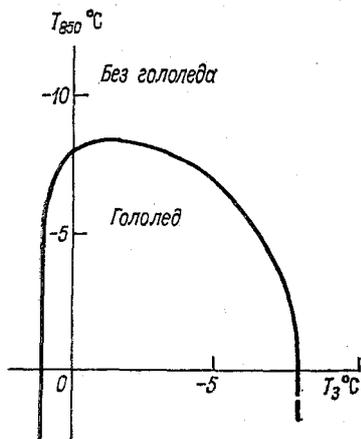


Рис. 24.2. Демаркационный график Р. Я. Ягудина для прогноза гололеда.

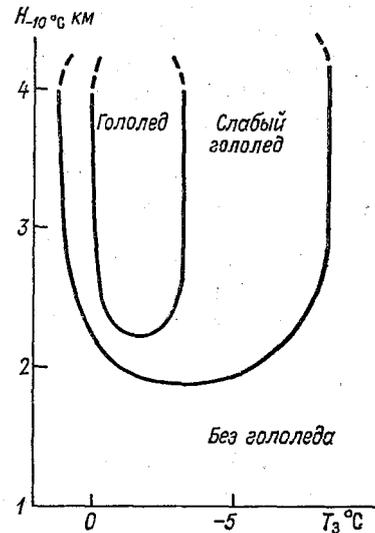


Рис. 24.3. Демаркационный график Р. Я. Ягудина для прогноза интенсивности гололеда.

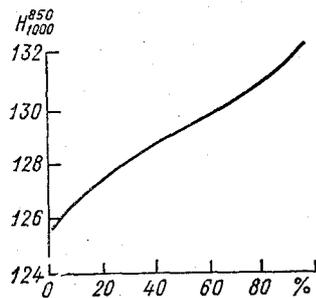


Рис. 24.4. График для прогноза вероятности образования гололеда.

Если один из графиков указывает на отсутствие гололеда, а другой на его появление, то в формулировке прогноза указывается «слабый гололед».

Общая оправдываемость прогнозов гололеда по данному методу составляет 70—80 %.

Для прогноза внутримассового гололеда можно использовать эмпирическую связь вероятности его образования с ожидаемой толщиной (температурой) слоя воздуха между изобарическими поверхностями 850 и 1000 гПа: чем больше ожидаемое значение

H_{1000}^{850} , тем вероятнее образование гололеда (рис. 24.4). Для оценки вероятности образования гололеда через 24 ч по графику, приведенному на рис. 24.4, нужно предварительно дать прогноз адвективного и трансформационного изменений H_{1000}^{850} . Адвектив-

ное значение H_{1000}^{850} определяется путем переноса поля изогигов по осредненной между уровнями 1000 и 850 гПа траектории. Для расчета трансформационных изменений H_{1000}^{850} сначала определяются трансформационные изменения температуры у поверхности Земли (без учета суточного хода) (см. гл. 20) и на изобарической поверхности 850 гПа с использованием графика, приведенного на рис. 20.3. По осредненному по двум этим уровням значению трансформационного за 24 ч изменения температуры ΔT_T по формуле

$$\Delta H_{1000}^{850} = 0,47 \Delta T_T \quad (24.1)$$

рассчитывается трансформационное изменение относительного геопотенциала H_{1000}^{850} . После этого определяется ожидаемое через 24 ч значение H_{1000}^{850} :

$$(H_{1000}^{850})_{пр} = (H_{1000}^{850})_л + (\Delta H_{1000}^{850})_T. \quad (24.2)$$

Альтернативность гололеда позволяет использовать при разработке методов его прогноза аналитические подходы, в частности, построение линейной дискриминантной функции. Примером является дискриминантная функция следующего вида:

$$L_T = 0,044T_3 + 0,411T_{850} - 0,219 \sum_3^{850} \Delta T_d - 0,128 \nabla^2 T_{850} + \\ + 0,358V_3 - 0,029(V_3 - V_{850}) + 0,98, \quad (24.3)$$

где T_3 — температура воздуха у поверхности Земли; T_{850} — температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа; $\sum_3^{850} \Delta T_d$ — суммарный дефицит точки росы у поверхности Земли и на изобарической поверхности 850 гПа; $\nabla^2 T_{850}$ — лапласиан температуры на изобарической поверхности 850 гПа; V_3 — скорость ветра у поверхности Земли; V_{850} — скорость ветра на изобарической поверхности 850 гПа.

При расчете дискриминантной функции берутся прогностические значения предикторов.

В формулировке прогноза «гололед» указывается при $L_T \geq L_{г, кр}$ и гололед не указывается при $L_T < L_{г, кр}$. Критическое значение $L_{г, кр}$ равно нулю.

24.3. Прогноз изморози

Условием образования изморози является возникновение тумана при отрицательных температурах. При этом происходит сублимация водяного пара и осаждение капелек тумана, замерзающих при

соприкосновении с ледяными частицами, находящимися на предметах.

Синоптические условия образования зернистой изморози точно такие же, как и при возникновении внутримассового гололеда. Вид наземного обледенения (гололед или изморозь) зависит от преобладающего размера капель тумана: если они меньше 20 мкм, то образуется зернистая изморозь, а если больше, то образуется гололед.

Кристаллическая изморозь появляется при радиационных и адвективно-радиационных туманах чаще всего в условиях малоградиентного барического поля, т. е. в центральных частях антициклонов, перемычках высокого давления, в циклонах и ложбинах, находящихся в конечной стадии заполнения.

Прогноз кристаллической изморози основывается на предсказании благоприятных для ее возникновения синоптических условий, радиационного или адвективно-радиационного тумана, ожидаемого после возникновения тумана дальнейшего понижения температуры, обычно связанного с уменьшением в ночные часы облачности до 1—4 баллов, появления приземной инверсии температуры с дефицитом точки росы у поверхности земли не менее 2 °С, а на верхней ее границе — более 2 °С.

24.4. Прогноз гололедицы

Образование гололедицы зависит не только от атмосферных условий, но и от состояния подстилающей поверхности и в первую очередь от ее температуры. Учитывая, что гололедица представляет большую опасность для движения автомобильного транспорта, при прогнозе гололеда обычно считают, что подстилающей поверхностью является транспортная магистраль — ровная автомобильная дорога.

Возникновение гололедицы возможно при температуре поверхности дороги ниже 0 °С, что обеспечивает замерзание на ней выпадающих жидких осадков, мокрого снега или имевшейся на ней до замерзания талой воды. Гололедица может возникать и после выпадения твердых осадков (снега) в результате появления снежного наката (спрессованного колесами снега, с гладкой поверхностью), таяния и последующего замерзания верхнего слоя снежного дорожного покрытия — оледенелого снега.

Рассмотренные выше синоптические и метеорологические условия, благоприятные для возникновения всех видов наземного обледенения и особенно гололеда и зернистой изморози, также благоприятны для образования гололедицы.

Таким образом, если ожидается синоптическая ситуация, при которой будет наблюдаться адвекция теплого влажного воздуха при температуре поверхности почвы несколько ниже 0 °С, а также дождь, снег, дождь со снегом, морось, туман или низкие слоистые

облака и на поверхности почвы имеется или предполагается наличие талой или дождевой воды, то следует приступить к оценке возможности возникновения гололедицы.

Прогноз может разрабатываться с использованием демаркационного графика, приведенного на рис. 24.5. Предикторами яв-

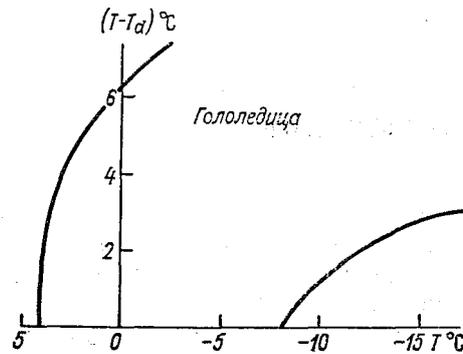


Рис. 24.5. Демаркационный график Е. П. Веселова и Л. М. Рудакова для прогноза гололедицы.

ляются ожидаемые значения температуры воздуха (T) и дефицита точки росы ($T - T_d$) у поверхности Земли. Прогноз дается с заблаговременностью от 12 до 36 ч.

Основным прогностическим признаком исчезновения гололедицы является повышение температуры поверхности почвы до положительных ее значений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной задачей учебной дисциплины «Синоптическая метеорология» являлось изучение закономерностей развития синоптических процессов и определяемых ими изменений погодных характеристик, а также методов их анализа и краткосрочного прогноза с целью использования полученных знаний в практической деятельности по метеорологическому обеспечению народного хозяйства.

Численные (гидродинамические) методы уже прочно вошли в практику исследования атмосферных процессов и прогнозов погоды. С их помощью производится успешное прогнозирование ряда метеорологических величин, составляются и распространяются в оперативном порядке прогностические карты приземного давления, геопотенциала и вертикальных движений. Однако при резких перестройках циркуляционного режима гидродинамические прогнозы барического поля не всегда дают желаемые результаты, особенно в части перемещения и эволюции синоптических объектов (циклонов, антициклонов, фронтов), структура и положение которых определяют характер погодных условий на больших территориях. Еще недостаточно высокую успешность имеют численные методы прогноза температуры, влажности, облачности и осадков. Таким образом, гидродинамические методы метеорологических прогнозов при всей их перспективности не могут в полной мере обеспечить требования практики.

Поэтому при разработке краткосрочных прогнозов погоды по-прежнему решающую роль играет синоптик с глубокими знаниями взаимосвязи и взаимообусловленности погодообразующих атмосферных процессов, возможностей синоптических, физико-статистических и гидродинамических методов прогноза погодных условий и их комплексного использования на базе диалогового режима с современными средствами вычислительной техники.

Следовательно, исследование синоптических процессов, как средство повышения успешности метеорологических прогнозов, на основе использования современных средств получения метеорологической информации (МРЛ, ИСЗ, лазерное, аэростатное и ракет-

ное зондирование атмосферы и т. д.), новых методических подходов, ЭВМ, современных достижений в области физики атмосферы по-прежнему остается актуальнейшей задачей синоптической метеорологии. В этом заключаются перспективы ее дальнейшего развития.

Изучение синоптической метеорологии как научной дисциплины, связанной с прогнозированием погоды, не заканчивается настоящим учебным курсом. Оно будет продолжено в дальнейшем в таких учебных дисциплинах, как «Региональные синоптические процессы и прогнозы», «Тропическая метеорология», «Сверхкраткосрочные прогнозы погоды», «Долгосрочные прогнозы погоды».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонов В. С. Комплексный метод численного диагноза и прогноза обложных осадков.— Львов: Вища школа. Львов. отд-е, 1982.
- Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации.— Л.: Гидрометеониздат, 1985.
- Воробьев В. И. Макроструктура облачного покрова северного полушария.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1990.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.
- Гущин Г. П., Виноградова Н. Н. Суммарный озон в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.
- Наставление по службе прогнозов. Разд. 2. Служба метеорологических прогнозов. Ч. 3—5.— М.: Гидрометеониздат, 1981.
- Методические указания по использованию радиолокационных данных в синоптическом анализе и краткосрочном прогнозе погоды.— М.: Гидрометеониздат, 1981.
- Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности.— Л.: Гидрометеониздат, 1986.
- Практикум по синоптической метеорологии/Под ред. В. И. Воробьева.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.
- Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.
- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды.— Л.: Гидрометеониздат.— Ч. 1.— 1986; Ч. 2. Вып. 1—5.— 1986—1988.
- Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации.— Л.: Гидрометеониздат, 1985.
- Русин И. Н. Современные методы метеорологических прогнозов: Учеб. пособие.— Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1987.
- Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов.— Л.: Гидрометеониздат, 1985.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адаптация 492
Адвекция
 вихря 344
 влажности 165
 температуры 148, 318
 тепла 153, 365, 370, 375
 холода 153, 370, 375
Амплитуда
 годового хода 65, 129
 суточного хода 104, 154
Ана-катафронт 257, 268
Анализ
 синоптического положения 439
 фронтов объективный 293
Анафронт 267
Антициклогенеза 381
Антициклон 6, 11, 58, 326
 блокирующий 367
 высокий 329, 378
 высотный 62
 заключительный 378
 низкий 329
 промежуточный 328
 стационарный 329, 367
 субтропический 67, 328
 термический 329, 363
 фронтальный 328, 363, 455
Аппроксимация 51
Асцендент барический 466
Аэрологическая диаграмма 48
Аэрологические данные 49

Барическая ступень 61
Барическое образование 62, 465
 высокое 62, 144
 высотное 62
 малоподвижное 66
 низкое 62
 подвижное 66
 среднее 62
 стационарное 66
Блокирование 367
Буря пыльная (песчаная) 513, 555

Ведущий поток 373
Ветер
 агеострофическая составляющая 77
 геострофический 43, 74
 градиентный 79, 376
 зональная составляющая 72
 изаллобарический 78
 на высотах 146
 термический 146, 254
Видимость 550
Вихрь скорости 38, 339
 геострофический 69

- Влажность воздуха 166, 233, 527
Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) 256
Воздух
 арктический 220
 континентальный 220
 морской арктический 220
 — полярный 220
 — тропический 220, 227
 муссонный 221
Вовлечение 114
Воздушная масса 6, 214
 местная 229
 теплая 225
 неустойчивая 225, 366
 устойчивая 225
 формирование 218
 холодная 225, 227, 366
Волна фронтальная 449
Волновое возмущение 351
Восходящее скольжение 381
Вращение ветра с высотой 264
Всемирная метеорологическая организация (ВМО) 28
Всемирная служба погоды (ВСП) 28
Высота
 барической системы 62
 облачности 192
 обращения 147
 тропопаузы 313
Высотная фронтальная зона (ВФЗ) 6, 136, 242, 253, 297
 арктическая 298
 субтропическая 298
 умеренных широт 298
Высотное деформационное поле 336

Геопотенциал 59
 абсолютный 44, 46
 изобарической поверхности 44
 относительный 47
Геопотенциальная высота 42
Геопотенциальный метр 45
Гиперболическая точка 99
 седловины 59, 359
Глаз бури 179
Гололед 594
Гололедица 595, 600
Град 201, 209, 584
Градиент
 барический (давления) 53
 геопотенциала изобарической поверхности 61, 142, 377
 изалобарический 379
 температуры 139, 263
 — адиабатический 150
 — вертикальный 158, 230
 — влажноадиабатический 225
 — сухоадиабатический 225
Градиентная линейка 76
График
 демаркационный 416, 547, 560, 562
 корреляционный 410

- Гребень
барический 58
высотный 354, 369
Гроза 366, 576
Грозовой нос 275
Гряда облачная 170
- Давление
атмосферное 52
изменения локальные 63, 65, 373
— трансляционные 65
— эволюционные 65
- Дальность видимости 550
метеорологическая 550, 552
- Движение
безвихревое 90
бездивергентное 88
вихревое 89
вертикальное 106, 116, 381
— конвективное 107
— турбулентное 106
— упорядоченное 107, 116
- Депрессия
барическая 54
экваториальная 67
- Дефицит точки росы 166
- Диаграмма рассеяния 417
- Дивергенция 118
вектора скорости 87, 339
трения 122
- Дымка 534
- Заблаговременность прогноза 392
- Заморозок 523
адвективно-радиационный 524
адвективный 524
на почве 523
общий 523
радиационный 524
- Зона высокого давления 67
субтропическая 68
фронтальная 215, 219
- Изаллобара 38, 65, 251
Изаллобарическая область 65
Изаллобарическая пара 463
Изаллогипса 78
Изморозь 594, 599
Изобарическая поверхность главная 46
Изобары орографические 53
Изогипса 42, 79
Изогона 72
Изотаха 72, 318
Изотенденция 65
Изотерма 130
Инверсия 354
влажности 165
оседания 199, 232, 366
приземная 354

- температуры 198, 520
 - фронтальная 252
- Индекс станции 22
- Информация метеорологическая 16
 - первичная 17, 35
 - система получения 20
- Карты 9
 - барической топографии 42
 - — абсолютной 43, 52
 - — относительной 47
 - вспомогательные 38
 - кольцевые (кольцовки) 37
 - максимального ветра 47, 72, 100, 317
 - погоды (приземная) 7, 37, 52
 - тропопаузы 47
- Катафронт 257
- Классификация
 - барических образований по скорости перемещения 66
 - воздушных масс 220, 225
 - облаков 169
 - осадков 201
 - фронтов 255
- Код метеорологический 35
- Комплексация прогнозов 18, 432
 - параллельная 433, 436
 - последовательная 433
- Конвекция 227, 576
 - вынужденная 108, 268
 - свободная 108
 - термическая 108
- Конвергенция
 - линий тока 83
 - трения 115, 356
- Коэффициент
 - корреляции 102, 164
 - множественной корреляции 407
- Кривая состояния 111, 577
- Кривая стратификации 112, 252, 576
- Кривизна
 - антициклоническая 79, 287
 - циклоническая 79, 286
- Линия
 - неустойчивости (шквалов) 257, 274, 504
 - тока 83, 239
 - фронта 215, 273, 294, 296
- Ложбина 55
 - высотная 251, 347
 - замаскированная 57, 246, 251
 - U-образная 55, 146
 - V-образная 55, 246
- Максимум барический 58, 67
- Масштаб
 - атмосферных движений 6
 - синоптический 6
- Мгла 556
- Метель 512

- общая 612
- низовая 512, 554
- Метод
 - последовательной графической регрессии 411
 - прямоугольника 482
 - синоптический 7, 326, 385
 - частицы 117
- Морось 201
- Муссон 105
- Наст 595
- Облака 169
 - внутримассовые 181, 192, 200, 354, 558
 - конвективные 173, 188, 193, 576, 579, 592
 - орографические 173
 - фронтальные 181, 194, 199, 259, 264, 272, 273, 279, 351, 366
- Облачность общая 155
- Объекты синоптические 6, 7
- Озон 137, 321
 - атмосферный 240, 370
- Окклюзия 275
- Осадки 201
 - внутримассовые 202, 209, 581
 - жидкие 201
 - интенсивность 201, 265, 571, 581
 - ливневые 202, 571, 573, 576, 581
 - морозящие 202, 213, 569
 - обложные 202, 212, 264, 354, 566, 572
 - орографические 206
 - смешанные 201
 - сформировавшиеся 203
 - твердые 201
 - фронтальные 202, 209, 273, 281, 573, 581
- Ось
 - гребня 58
 - ложбины 57, 294, 345
 - растяжения 99
 - сжатия 99
 - симметрии 327
 - горизонтальная 305, 327
 - струйного течения 305, 314, 355, 484
- Отрог 58, 327
- Отрыв потока 238
- Очаг сформировавшейся воздушной массы 215
- Параметр Кориолиса 43
- Парциальное давление водяного пара 161
- Перемещение циклона (антициклона) 373
- Перемычка повышенного давления 59
- Планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) 137
- Поверхность фронтальная 244, 247
- Погода 5
- Поземок 512, 554
 - пыльный (песчаный) 515
- Поле
 - барическое 52
 - термобарическое 286, 345, 359, 364
- Положение синоптическое 438, 472

- Полоса
 пониженного давления 56, 67
 пониженных значений абсолютного геопотенциала 56
Порог контрастной чувствительности глаза 551
Правило ведущего потока 373, 462, 468
Предвестники циклонов: 448
 массив развивающейся конвективной облачности 448
 облачная шапка фронтальной волны 448
 шапка-веер 448
 шапка-щит 448
Предел предсказуемости 390
Предвидение 384
Предсказание 385
Предсказуемость 388
Предиктант 401
Представление графическое 35
Предиктор 401
Предупреждение 385
Прогноз
 альтернативный 393, 508
 вероятностный 393, 426
 инерционный 397
 климатологический 397
 критериальный 396
 методический 396
 погоды 391
 — краткосрочный 14, 22, 386, 558
 — — качественный 393
 — — количественный 393
 — общего пользования 393, 557, 565
 — специализированный 393
 — фоновый 392
 синоптического положения 472
 случайный 397
 экстраполяционный 398, 420, 464
Прогнозирование:
 метод 388
 методика 388
 методология 388
 прием 388
 процедура 388
 система 388
 способ 388
Прогностика 384
Профиль вертикальный 40, 100, 140

Разведка погоды 27
Раздел фронтальный 243
 верхний 263, 269
Разрез вертикальный 38
Регенерация
 антициклона 366
 циклона 358
Репрезентативность 21

Сдвиг ветра 89
 вертикальный 101, 317
Сегментация циклона 383
Седловина 59
39 Заказ № 264

- Сектор теплый 352
- Сепарация 378
- Сила Кориолиса 80
- Синоптическая метеорология 5, 8, 11
- Система
 - координат изобарическая 34
 - метеорологическая космическая 20, 25
 - облачная макромасштабная 175
 - мезомасштабная 170
- Скорость
 - вертикальная 117
 - геострофического ветра 74
- Слой
 - выравнивания температуры 282
 - конвективно-неустойчивый 113
- Служба погоды 5, 10
- Сроки синоптические 21
 - дополнительные 21
 - основные 21
- Станции
 - автоматические якорные 22
 - аэрологические 20, 21
 - дрейфующие гидрометеорологические (буи) 20, 24
 - метеорологические радиолокационные 20, 24
 - синоптические 20, 21
- Струйное течение 6, 100, 304, 482
 - арктическое 306
 - на краю полярной ночи 307
 - низких уровней 324
 - стратосферное 100, 307
 - субтропическое 306
 - умеренных широт 306, 317
 - экваториальное 307
- Суда погоды 21

- Тайфун 363
- Температура воздуха 128
 - изменения адвективные 525
 - адиабатические 150
 - индивидуальные 150
 - равновесия 129, 225
 - туманообразования 536
- Тенденция барическая 457, 480
- Толщина (вертикальная протяженность) облака 199
- Топография 47
 - абсолютная 43
 - барическая 42
 - относительная 47
- Точка окклюзии 279
- Траектории воздушных частиц 85, 151
- Трансляция 104, 476
- Трансформационное изменение 530
 - влажности 166, 531, 568
 - температуры 150, 530, 538, 568
- Трансформация 219
 - абсолютная 229
 - воздушной массы 130, 215, 234, 236, 337, 481
 - относительная 229
- Тропапауза 200

- Туман** 533
адвективно-радиационный 535, 537
адвективный 366, 535, 537
антропогенный 228, 535, 548
внутримассовый 534
испарения 535, 545
морозный 550
орографический (склонов) 535, 544
охлаждения 534
поземный 534
радиационный 366, 535, 540
смещения 535, 547
фронтальный 534, 546
- Уравнение**
вихря скорости 339
регрессии 484, 522, 531
тенденции 63, 339
- Уравнения движения** 73
- Уровень**
конвекции 108, 112
конденсации 108
максимального ветра 486
- Ускорение**
конвекции 108
циркуляции 91
- Формула барометрическая** 61
- Фотографии облачности спутниковые** 170, 500
- Фронт** 6, 11, 242
арктический 255
верхний 255, 275
вторичный 256
главный 256
маскированный 252, 258, 282
мнимый 253
обострение 258, 480
окклюзии 257, 275, 355
— теплый 275, 478
— холодный 275
размытый 258, 450
стационарный 247, 257
теплый 257, 258, 290
холодный 257, 266, 274, 290, 353
— второго рода 266
— первого рода 266
- Фронтотенез** 285, 287, 479
индивидуальный 285
локальный 285
- Фронтотиз** 285, 287
- Функция автокорреляционная** 187
- Центр**
барического максимума 58
депрессии 54
циклона 55, 143, 375, 377
- Циклогенез** 340, 362, 451, 452
орографический 381
- Циклон** 6, 11, 55, 92, 326

- высокий 329, 378
- молодой 275, 352, 458
- низкий 329, 378
- окклюдированный 357, 463
- стационарный 329, 367
- термический 337
- тропический 7, 328, 361
- фронтальный 328, 348
- частный 327, 451
- Циклоническая деятельность** 330, 336, 362
- Циркуляция**
 - антициклоническая 294
 - атмосферы общая 330
 - бризовая 92
 - муссонная 105
 - скорости 91
 - циклоническая 294
- Шквал** 501
 - внутримассовый 503
 - термодинамические условия 505
 - фронтальный 504
- Штормовое предупреждение** 392
- Эволюция**
 - антициклонов 478
 - фронтов 479
 - циклонов 349
- Экстраполяция** 387, 474
 - статистическая 420, 455
 - формальная 420, 422, 561
 - криволинейная 420
 - линейная 420
- Энергия**
 - неустойчивости 110, 226
 - доступная потенциальная 459

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
В.1. Определение предмета	5
В.2. Краткие сведения из истории развития синоптической метеорологии	8
1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ И СПОСОБЫ ЕЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ	16
ГЛАВА 1. Метеорологическая информация, используемая при синоптическом анализе и прогнозе погоды	16
1.1. Виды метеорологической информации	16
1.2. Основные требования к первичной метеорологической информации	17
1.3. Системы получения первичной метеорологической информации	20
1.4. Всемирная служба погоды	28
1.5. Служба погоды в СССР	30
ГЛАВА 2. Способы представления метеорологической информации в виде, удобном для синоптического анализа и прогноза	32
2.1. Сравнительная характеристика различных способов представления метеорологической информации	32
2.2. Табличные способы представления метеорологической информации	34
2.3. Графические способы представления метеорологической информации	35
2.4. Аналитическое представление метеорологической информации	50
2. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА	52
ГЛАВА 3. Поле атмосферного давления	52
3.1. Пространственное распределение давления	52
3.2. Изменение давления во времени	62
3.3. Географические и сезонные особенности поля давления	66
ГЛАВА 4. Поле ветра	71
4.1. Особенности анализа поля ветра	71
4.2. Модели связей полей давления и ветра	72
4.3. Некоторые характеристики поля ветра	83
4.4. Поля ветра барических систем	92
4.5. Пространственное и временное распределение и изменчивость скорости ветра	100

4.6. Основные воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы	105
ГЛАВА 5. Поле вертикальных движений	106
5.1. Классификация вертикальных движений	106
5.2. Конвективные вертикальные движения	107
5.3. Упорядоченные вертикальные движения	116
ГЛАВА 6. Поле температуры воздуха	127
6.1. Географические и сезонные особенности поля температуры	127
6.2. Связь поля температуры с полями других метеорологических величин	142
6.3. Изменение температуры во времени	147
ГЛАВА 7. Поле влажности	160
7.1. Пространственное распределение влажности	160
7.2. Изменение влажности во времени	165
ГЛАВА 8. Поле облачности	168
8.1. Классификация облачных систем и их структурных элементов	168
8.2. Поле общей облачности и его пространственная и временная изменчивость	182
8.3. Поле конвективной облачности и его пространственная и временная изменчивость	188
8.4. Поле неконвективной облачности и его пространственная и временная изменчивость	194
ГЛАВА 9. Поле осадков	201
9.1. Классификация осадков	201
9.2. Пространственно-временные особенности распределения осадков	203
9.3. Поля ливневых осадков и гроз	208
9.4. Поля обложных и морсящих осадков	212
3. ОСНОВНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ	214
ГЛАВА 10. Воздушные массы	214
10.1. Определение и терминология	214
10.2. Консервативные характеристики воздушных масс	216
10.3. Условия формирования воздушных масс	218
10.4. Географическая классификация воздушных масс	220
10.5. Термодинамическая классификация воздушных масс	224
10.6. Трансформационные изменения свойств воздушных масс	229
10.7. Орографические влияния на характеристики воздушных масс	236
10.8. Распределение озона в различных воздушных массах	240
ГЛАВА 11. Атмосферные фронты	242
11.1. Определения и общие сведения	242
11.2. Наклон фронтальной поверхности	244
11.3. Модель стационарного фронта	247
11.4. Модель нестационарного фронта	249
11.5. Особенности полей метеорологических величин в области фронта	251
11.6. Классификация атмосферных фронтов	255
11.7. Теплые фронты	258
11.8. Холодные фронты	266
11.9. Фронты окклюзии	275
11.10. Нарушения типичной пространственной структуры атмосферных фронтов	282
11.11. Фронтотенез и фронтотиз	285
11.12. Влияние орографии на фронты	289
11.13. Объективный анализ фронтов	293
ГЛАВА 12. Высотные фронтальные зоны и струйные течения	297
12.1. Высотные фронтальные зоны	297

12.2. Струйные течения	304
12.3. Струйные течения низких уровней	324
ГЛАВА 13. Циклоны и антициклоны	326
13.1. Определения и терминология	326
13.2. Классификация циклонов и антициклонов	328
13.3. Географическая локализация основных очагов циклонической деятельности	330
13.4. Роль циклонической деятельности в системе общей циркуляции атмосферы	336
13.5. Условия возникновения внетропических циклонов	337
13.6. Эволюция внетропических циклонов	349
13.7. Регенерация циклонов	358
13.8. Тропические циклоны	361
13.9. Условия возникновения и эволюция внетропических антициклонов	363
13.10. Блокирующие антициклоны	367
13.11. Особенности распределения общего содержания озона в циклонах и антициклонах	370
13.12. Перемещение циклонов и антициклонов	373
13.13. Орографические влияния на циклоны и антициклоны	380
4. ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ И СПОСОБЫ РАЗРАБОТКИ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ	384
ГЛАВА 14. Общие сведения о метеорологическом прогнозировании	384
14.1. Прогностика и метеорологическое прогнозирование	384
14.2. Предсказуемость синоптических процессов и погоды	388
14.3. Классификация прогнозов	391
14.4. Основные требования к методам прогнозов погоды	394
14.5. Предварительная оценка целесообразности практического применения методических прогнозов	396
ГЛАВА 15. Способы разработки методов краткосрочных прогнозов погоды	398
15.1. Практическая реализация общих принципов прогнозирования применительно к разработке методов краткосрочных прогнозов погоды	398
15.2. Основные этапы разработки физико-статистических методов прогноза	401
15.3. Экстраполяционные прогнозы	420
15.4. Вероятностные прогнозы	425
15.5. Статистическая интерпретация результатов гидродинамических прогнозов в целях локального прогноза погоды	428
15.6. Комплексация метеорологических прогнозов	432
5. ПРОГНОЗ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ	438
ГЛАВА 16. Прогноз возникновения, эволюция и перемещения внетропических циклонов и антициклонов	438
16.1. Гидродинамический прогноз поля давления как фоновый прогноз синоптического положения	438
16.2. Прогноз возникновения циклонов и антициклонов	447
16.3. Прогноз эволюции циклонов и антициклонов	455
16.4. Прогноз перемещения циклонов и антициклонов	460
16.5. Построение карты ожидаемого синоптического положения	472
ГЛАВА 17. Прогноз перемещения и эволюции атмосферных фронтов	475
17.1. Прогноз перемещения атмосферных фронтов	475
17.2. Прогноз эволюции атмосферных фронтов	479
ГЛАВА 18. Прогноз перемещения и эволюции струйных течений	482
18.1. Прогноз горизонтального перемещения оси струйного течения	482

18.2. Прогноз эволюции струйного течения	485
6. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ	489
ГЛАВА 19. Прогноз ветра и явлений погоды, связанных с ветром . . .	489
19.1. Прогноз ветра у поверхности Земли	489
19.2. Прогноз ветра в пограничном слое	496
19.3. Прогноз ветра на высотах	499
19.4. Прогноз шквалов	501
19.5. Прогноз метелей	512
19.6. Прогноз пыльных бурь	513
ГЛАВА 20. Прогноз температуры, влажности воздуха и заморозков . .	517
20.1. Прогноз приземной температуры воздуха	517
20.2. Прогноз заморозков	523
20.3. Прогноз температуры воздуха в свободной атмосфере	525
20.4. Прогноз приземной влажности воздуха	527
20.5. Синоптико-гидродинамическая схема прогноза температуры воздуха и точки росы у поверхности Земли и в свободной атмосфере	531
ГЛАВА 21. Прогноз туманов и видимости	533
21.1. Классификация туманов	533
21.2. Температура туманообразования	536
21.3. Прогноз адвективных туманов	537
21.4. Прогноз радиационных туманов	540
21.5. Прогноз орографических туманов	544
21.6. Прогноз надводных туманов испарения	545
21.7. Прогноз фронтальных туманов	546
21.8. Прогноз туманов смешения	547
21.9. Прогноз видимости	550
ГЛАВА 22. Прогноз неконвективной облачности, обложных и морсящих осадков	557
22.1. Постановка задачи прогноза облачности при разработке прогнозов погоды общего пользования	557
22.2. Прогноз внутримассовых неконвективных облаков нижнего яруса	558
22.3. Прогноз эволюции неконвективной фронтальной облачности	562
22.4. Прогноз облаков верхнего яруса	563
22.5. Прогноз обложных и морсящих осадков	564
ГЛАВА 23. Прогноз конвективной облачности, ливневых осадков и гроз	570
23.1. Прогноз параметров конвекции	570
23.2. Прогноз количества конвективной облачности	579
23.3. Прогноз ливневых осадков	581
23.4. Прогноз града	584
23.5. Прогноз гроз	586
23.6. Использование данных радиолокационных наблюдений при прогнозе осадков, гроз и града	592
ГЛАВА 24. Прогноз гололеда, изморози и гололедицы	594
24.1. Виды наземного обледенения	594
24.2. Прогноз гололеда	596
24.3. Прогноз изморози	599
24.4. Прогноз гололеда	600
Заключение	602
Список литературы	603
Предметный указатель	604