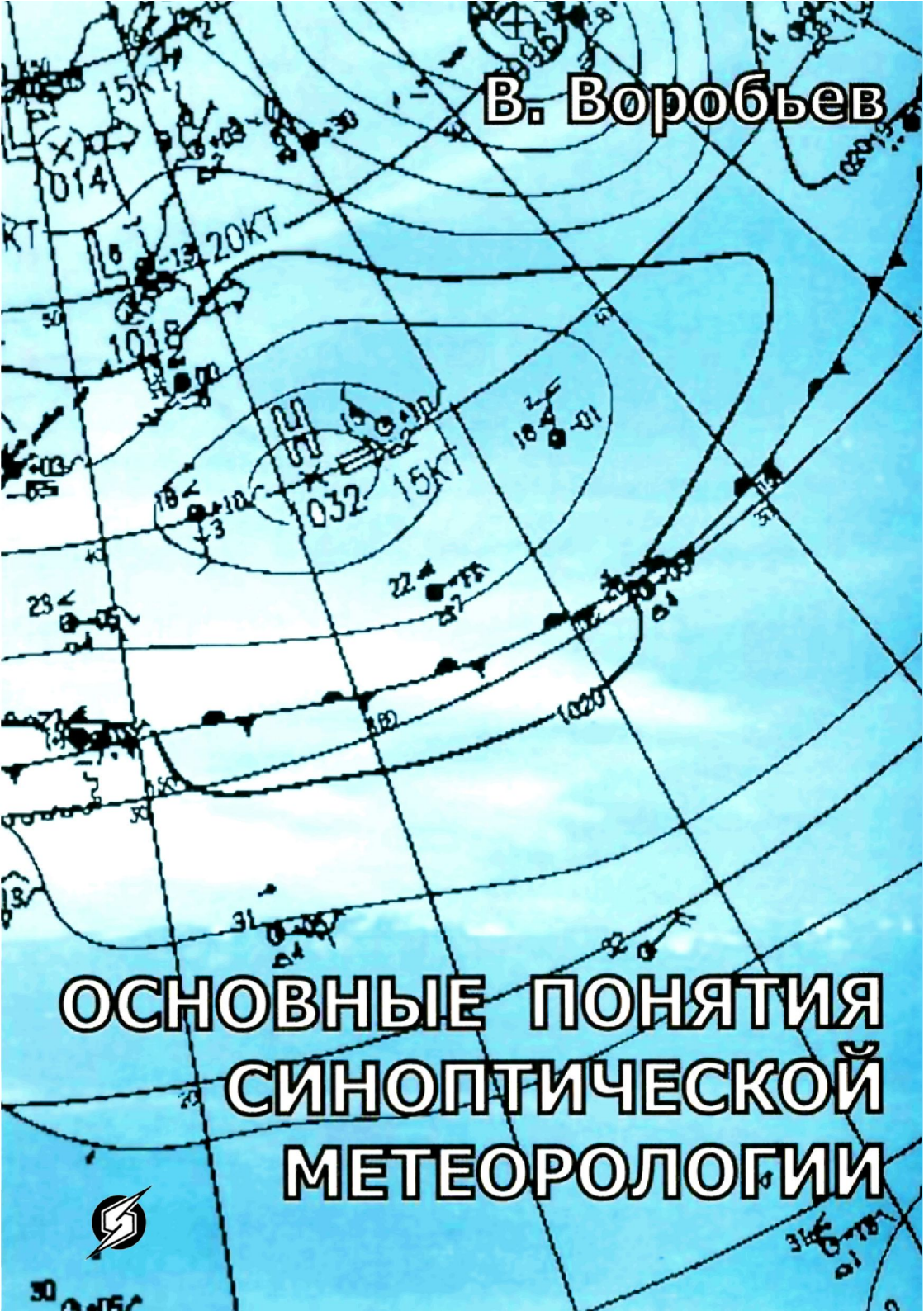




В. Воробьев

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ



В.И. ВОРОБЬЕВ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений, обучающихся
по направлению «Гидрометеорология» и специальностям:
«Метеорология», «Гидрология», «Океанология»*



Санкт-Петербург
2003



УДК 551.509.32 (0758)

Воробьев В.И. Основные понятия синоптической метеорологии. Учебное пособие. – СПб.: Изд. РГТМУ, 2003 – 48 с.

ISBN 5-86813-059-6

Рассматриваются основные понятия и терминология, с которыми студенты-гидрометеорологи встретятся при изучении основ дисциплины «Синоптическая метеорология». Знакомство с учебным пособием будет способствовать более глубокому пониманию содержания дисциплины.

Пособие предназначено для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Гидрометеорология». Может быть полезно географам и, как информация, специалистам, чья деятельность требует учета погодных условий.

Vorobyev V.I. The basic concepts of synoptic meteorology. A manual.

The book considers the major concepts and terms that students of hydrometeorology are to know while taking the basic course of synoptic meteorology. The manual is aimed at deeper comprehension of the content of the course.

The manual is intended for students of higher educational institutions specializing in hydrometeorology. It can be useful for geographers and specialists whose work requires account of weather conditions information.

Рецензенты: Кобышева Н.В., д-р геогр.наук, ГГО им. А.И. Воейкова, отдел климатологии; кафедра географии и геоэкологии СПбГУ

ISBN 5-86813-059-6

© Воробьев В.И., 2003

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГТМУ), 2003

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изменения погоды в каком-либо районе связано с нахождением в нем или прохождением через него образований синоптического масштаба, так называемых, синоптических объектов. Изучение этих объектов и определяемых ими погодных условий составляет основное содержание курса синоптической метеорологии.

Все синоптические объекты между собой тесно связаны. Поэтому при детальном изучении какого-либо из них неизбежно приходится встречаться с ссылками на другие синоптические объекты. В связи с этим необходимо перед систематическим изучением курса синоптической метеорологии дать в краткой форме основные понятия и определения, касающиеся процессов возникновения и эволюции этих синоптических объектов, особенностей структуры метеорологических полей в их пределах, оказывающих влияние на погодные условия и создающие предпосылки для разработки методов краткосрочных прогнозов погоды.

ВВЕДЕНИЕ

Синоптическая метеорология, как научная дисциплина, представляет «собой учение об атмосферных макромасштабных процессах и о предсказании погоды на основе их исследования».*)

Данное определение по существу характеризует только объекты изучения. В нем ничего не сказано о методе исследования, используется не очень определенное понятие погоды. Поэтому его следует дополнить пояснениями, необходимыми для более полного понимания предмета и задач дисциплины «Синоптическая метеорология».

В определении синоптической метеорологии подчеркивается, что изучению подлежит не весь спектр атмосферных процессов, а только те, с которыми связано формирование и изменение погоды (погодных условий). В понятие «погодные условия», или погода для различных потребителей метеорологической информации зачастую вкладывается отличное друг от друга содержание: для большей части населения – это температура воздуха, осадки, ветер; для моряков это, в первую очередь, ветер, вызывающий волнение моря, види-

*С.П.Хромов, Л.И.Мамонтова. Метеорологический словарь. Гидрометеиздат, 1974.

мость; для летчиков – количество и формы облаков, высота их нижней границы, видимость. В связи с этим служба погоды должна обеспечивать сведениями о погоде многочисленных потребителей с весьма разными запросами. Поэтому понятие «погода» (погодные условия) должно быть достаточно широким. По этой причине в практике обеспечения метеорологической информацией её потребителей принято под погодными условиями или погодой понимать состояние атмосферы в определенный момент (промежуток) времени в данном пункте (районе), описываемое совокупностью значений метеорологических величин и перечнем атмосферных явлений. Такими метеорологическими величинами и явлениями, 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, видимость, осадки, гроза, шквал, туман, метель, пыльные бури, гололед.

Какие же атмосферные процессы определяют погодные условия, т.е. являются погодообразующими, и каков их пространственный и временной масштаб?

Прежде всего следует отметить, что характеристики атмосферы, объединенные термином “погода”, относятся к сравнительно тонкому слою атмосферы – тропосфере, где сосредоточена её основная масса. Очевидно, что именно в этом слое развиваются и все основные погодообразующие атмосферные процессы. Процессы, развивающиеся в очень тонких слоях атмосферы, прилегающих к земной поверхности, например, обтекание воздушным потоком здания, не оказывают на погодные условия существенного влияния. Поэтому вертикальный масштаб атмосферных процессов, рассматриваемых в синоптической метеорологии, как правило, составляет $10^{-1} - 10^1$ км. Что касается их горизонтального масштаба, то при его оценке следует исходить из размеров тех тропосферных образований, 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 этих тропосферных образований, заключен в интервале от нескольких часов до нескольких суток.

Атмосферные процессы рассмотренного выше пространственно-временного масштаба связаны, в первую очередь, с развитием и перемещением 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 синоптической метеорологии рассматриваются основы современных методов прогноза погоды от 12 до 48 ч, использующих связи погоды с синоптическими объектами. Прогнозы большей и меньшей заблаговременности изучаются в специальных курсах долгосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды, поскольку они основываются на использовании закономерностей атмосферных процессов иного пространственно-временного масштаба, чем изучаемые в курсе синоптической метеорологии. Для них характерны специфические методы обработки и анализа исходных данных, привлекаются несколько иные закономерности и т.д. Такова краткая характеристика процессов, 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.

Одна из особенностей применяемых в синоптической метеорологии методов состоит, в первую очередь, в том, что атмосферные процессы исследуются над большим пространством, с учетом географических характеристик 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 в момент составления прогноза за тысячу и более километров от него. Кроме того, ход процессов и изменения погоды в любом районе, для которого составляется прогноз погоды, является результатом их взаимодействия 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 особенностей. Так, например, если циклоны умеренных широт занимают районы размером, примерно, $10^3 \times 10^3 \text{ км}^2$, то тропи-

ческие циклоны имеют, как правило, радиус, не превышающий несколько 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.

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 метеорологи широко используют бланки географических карт, на которые наносятся данные метеорологических наблюдений. Такие карты, позволяющие одновременно обзирать погодные условия над обширными географическими районами, принято называть синоптическими (в переводе с греческого «синоптические» и означает «одновременно обзрешимые»). Этот термин и определил название рассматриваемого здесь раздела метеорологии и учебной дисциплины.

Другая 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 этапа: накопление и первичная обработка данных («живое созерцание»); осмысление, анализ результатов этой обработки («абстрактное мышление») и корректировка, проверка созданных в результате анализа теорий, моделей, гипотез на эмпирическом материале, получение 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 её 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, численные значения её параметров (в нашем примере – значения параметров связи скорости перемещения циклонов со скоростью невозмущенных циклоном 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.

Последним, третьим, этапом является проверка эффективности практического использования построенной модели на независимой выборке данных наблюдений.

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

1. ОСНОВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ АНАЛИЗА ПРОЦЕССОВ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА И КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Основными материалами для анализа синоптических процессов и краткосрочного прогноза погоды являются синоптические карты. Наиболее информативными, с точки зрения обширности сведений о погоде, являются приземные синоптические карты. На них условными символами и цифрами возле знака станции наносятся сведения о погодных условиях у поверхности земли: давление, приведенное к уровню моря; температура воздуха; температура точки росы; скорость и направление ветра на высоте флюгера; метеорологическая дальность видимости; общее количество облаков; количество облаков нижнего яруса и высота их нижней границы; формы облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов; количество и вид осадков; явлений погоды в срок наблюдения и между сроками наблюдений; величина и знак барической тенденции.

Наблюдения на наземных станциях проводятся через 3 часа. Основными синоптическими сроками считаются 00, 06, 12 и 18 ч среднего гринвичского времени. Для них составляются основные синоптические карты масштаба $1:1,5 \cdot 10^7$, т.е. 1 см на карте соответствует 150 км на местности. Для более детального анализа развития синоптических процессов и оценки погодных условий в районе, прилегающем к метеостанции, в качестве географической основы используются карты с масштабами $1:5 \cdot 10^6$ и $1:2,5 \cdot 10^6$. На таких картах 1 см соответствует 50 и 25 км на местности. В этих случаях можно использовать более густую сеть пунктов наблюдения за погодой и, следовательно, более детально изучить развитие синоптических процессов, определяющих погоду на станции в будущем, т.е. дать более точный краткосрочный прогноз погоды.

Основными системами изолиний на приземной синоптической карте являются *изобары* – линии равных значений давления и *изалобары* – линии равных барических тенденций.

В качестве синоптических карт погоды в свободной атмосфере используют карты высот некоторых фиксированных (главных) изобарических поверхностей, на которые, кроме значений высот этих изобарических поверхностей, наносятся данные о температуре, точке росы, направлении и скорости ветра, полученные при темпера-

турно-ветровом радиозондировании. Главными считаются изобарические поверхности 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100, 50, 30, 20, 10 гПа. Полезно знать высоты, на которых примерно находятся главные изобарические поверхности (см. таблицу)

Таблица

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ВЫСОТ
ГЛАВНЫХ ИЗОБАРИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

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

Карты высот этих изобарических поверхностей, отсчитанных от уровня моря, называются картами абсолютной топографии этих поверхностей (АТ). Нетрудно заметить, что там, где изобарическая поверхность выше, на фиксированной высоте давление будет более высоким, чем там, где высота изобарической поверхности ниже (рис.1). Поэтому можно утверждать, что карта высот какой-либо главной изобарической поверхности дает такое же представление о структуре барического поля в свободной атмосфере, как и приземная синоптическая карта о структуре поля давления на уровне моря. Основными изолиниями на картах АТ являются линии равных геопотенциальных высот главных изобарических поверхностей – *изогипсы*.

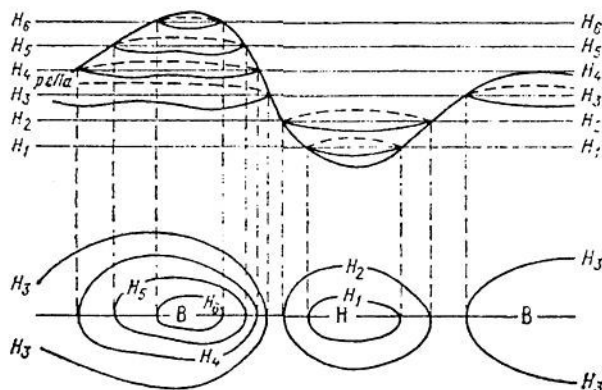


Рис. 1. Пример карты абсолютной топографии поверхности $P = \text{const.}$

Говоря о высотах главных изобарических поверхностей, следует иметь ввиду, что на самом деле на картах АТ высоты нанесены в условных энергетических единицах – геопотенциальных метрах (гп.м).

Геопотенциальный метр (гп. м) – это величина потенциальной энергии воздушной частицы единичной массы, поднявшейся на высоту 1 м в поле земного тяготения с ускорением свободного падения g , деленная на безразмерную величину 9,8. Таким образом, геопотенциальная высота H равна

$$H = \frac{gz}{9.8} \text{ гп.м.}$$

Численное значение g весьма близко к $9.8 \text{ м}^2/\text{с}^2$ и максимально отличается от него на полюсе и экваторе всего на 0,5%. Поэтому значения геопотенциальных высот в гп.м практически равны линейным высотам в метрах. Размерность гп.м. – $\text{м}^2/\text{с}^2$.

Кроме того, по данным, полученным при температурно-ветровом зондировании атмосферы, строят карты толщин слоев между некоторыми главными изобарическими поверхностями – карты относительной топографии (ОТ). На этих картах проводят линии равных значений толщин слоев, которые также называют **изогипсами**. При анализе текущих синоптических процессов и краткосрочном прогнозе погоды в настоящее время используется карта превышения изобарической поверхности 500 гПа над изобарической поверхностью 1000 гПа – карта OT_{1000}^{500} . Толщина слоя нижней половины тропосферы, заключенной между изобарическими поверхностями 500 гПа и 1000 гПа, зависит только от средней температуры этого слоя. Таким образом, если карты АТ дают представление о полях давления в свободной атмосфере, то карты ОТ – о полях средней температуры в различных ее слоях.

На картах АТ и ОТ изогипсы проводят в десятках гп.м – гп.дам.

Учитывая меньшую, по сравнению с приземным слоем, временную изменчивость значений метеорологических величин в свободной атмосфере, температурно-ветровое зондирование проводится реже, чем наблюдения на наземных метеостанциях, а именно в 00, 06, 12 и 18 ч. среднего гринвичского времени. При этом основными сроками являются 00 и 12 ч. По результатам этих измерений строятся карты АТ и ОТ. Кроме того, эти материалы необходимы для оценки термической вертикальной устойчивости атмосферы, что является основой для прогноза таких конвективных явлений, как грозы, град, ливневые осадки.

Использует синоптик также результаты наблюдений метеорологических радиолокаторов (МРЛ), данные авиационной разведки погоды, спутниковые фотографии облачности.

2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН, ЯВЛЯЮЩИЕСЯ ПОГООБРАЗУЮЩИМИ ФАКТОРАМИ

Одной из особенностей поля давления является его непрерывность и гладкость. Следствием его непрерывности является отсутствие разрывов в поле давления. Поэтому изобары могут обрываться только на краях синоптической карты. Следствием его гладкости является возможность обнаружения в его структуре барических систем синоптического масштаба (рис.2). Область пониженного давления с замкнутыми изобарами (а) называют **депрессией**. Область повышенного давления с замкнутыми изобарами (б) – **барическим максимумом**. Такие структуры барического поля характерны для атмосферных вихрей синоптического масштаба – циклонов и антициклонов, соответственно. Поэтому, даже при анализе только барического поля депрессию часто называют циклоном, а барический максимум – антициклоном. Область пониженного давления с незамкнутыми изобарами называют **ложбиной** (в), а область повышенного давления с незамкнутыми изобарами (г) – **гребнем**.

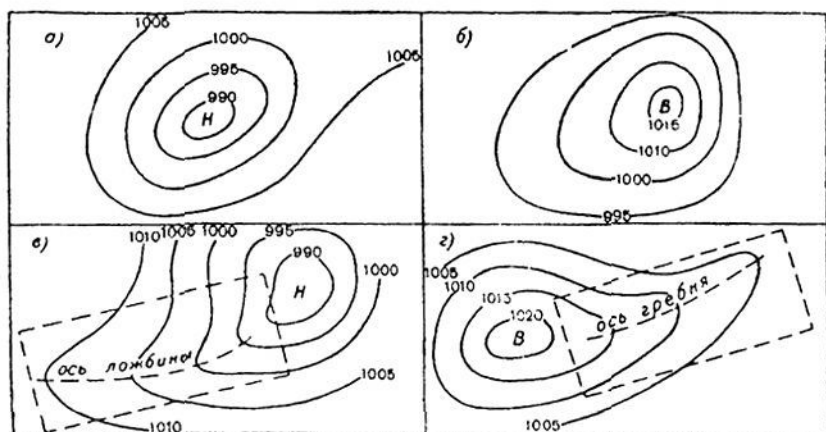


Рис. 2. Барические системы.

а – депрессия (циклон), б – барический максимум (антициклон),
в – ложбина, г – гребень.

Тесная связь поля давления с полем ветра приводит к тому, что барические системы являются одновременно системами ветров. В свободной атмосфере, где трение можно считать несущественным,

ветер направлен вдоль изобар (изогипс) так, что низкое давление (в северном полушарии) остается слева, а скорость его определяется известными геострофическими соотношениями:

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad \vec{V}_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

В пограничном слое по мере приближения к земной поверхности возрастает влияние силы трения и скорость ветра становится меньше скорости геострофического ветра, а по направлению он отклоняется от изобар в сторону низкого давления. В среднем, над сушей на уровне флюгера скорость фактического (измеренного) ветра составляет 0,55 от скорости геострофического ветра, а по направлению он отклоняется от изобар в сторону низкого давления на 35–45°. Над морем, в среднем, коэффициент перехода от геострофического ветра к фактическому равен 0,7, а отклонение от изобары в сторону низкого давления равно 15°.

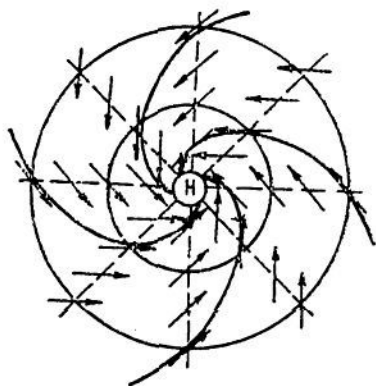


Рис. 3. Поле ветра (вектора ветра и линии тока) у поверхности земли в депрессии (циклоне).

Отклонение направления ветра от изобар в слое трения в сторону низкого давления имеет очень большое значение, как фактор, определяющий различие в погодных условиях в пределах областей пониженного и повышенного давления. В пределах депрессии (рис. 3) сходимость ветров (линий тока) приводит к накоплению массы воздуха в пограничном слое и к его вынужденному подъему вверх в виде, так называемых, упорядоченных вертикальных движений со скоростями нескольких см/с.

Такой подъем воздуха вверх в устойчиво термически стратифицированной тропосфере вызывает его охлаждение, повышение относительной влажности и, затем, конденсацию водяного пара, образование облачности и выпадение осадков. Аналогичный процесс происходит и в ложбинах (рис. 4), где сходимость ветров

происходит на их *осях* – линиях соединяющих точки с наибольшей кривизной изобар. Здесь также наблюдаются упорядоченные восходящие вертикальные движения. Более того, здесь создаются благоприятные условия для возникновения и поддержания длительного существования переходных зон между воздушными массами с различными погодными условиями – фронтальных разделов (см. далее).

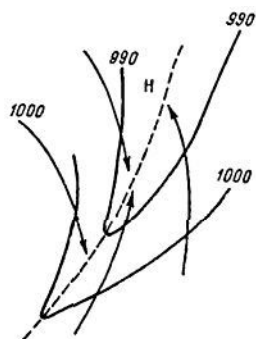


Рис. 4. Поле ветра (линии тока) в ложбине.

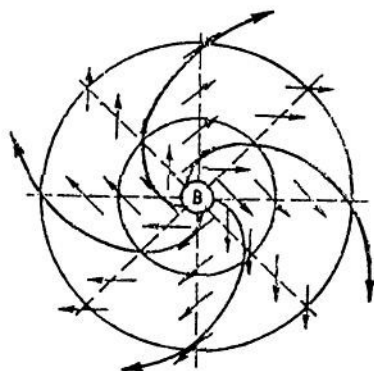


Рис. 5. Поле ветра (вектора ветра и линии тока) у поверхности земли в барическом максимуме (антициклоне).

В областях повышенного давления (рис. 5, 6), наоборот, расходимость ветров (линий тока) приводит к появлению упорядоченных нисходящих движений, компенсирующих убыль массы в пограничном слое. Опускающийся воздух нагревается, начинается испарение облачных капель, облачность постепенно деградирует и исчезает, воздух удаляется от состояния насыщения водяным паром. Поэтому в областях повышенного давления обычно (но не всегда) малооблачная погода с большим суточным ходом метеорологических величин.

Преобладание упорядоченных восходящих движений в областях пониженного давления приводит к постепенному падению температуры всего столба тропосферного воздуха над ними. Поэтому над циклонами и ложбинами формируются очаги холода. Наоборот, над областями повышенного давления за счет адиабатического нагревания опускающегося воздуха формируются очаги тепла.

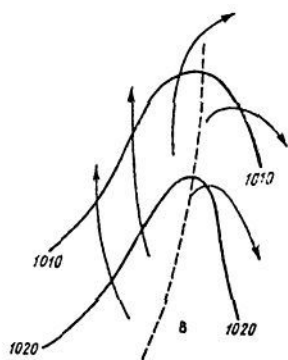


Рис. 6. Поле ветра (линии тока) в гребне.

Таким образом, прослеживается очевидная связь пространственной структуры поля давления и ее изменений во времени со структурой и изменением с течением времени полей ветра, температуры, вертикальных движений, влажности и осадков и, следовательно, с комплексом локальных характеристик этих полей, т.е. погодой. Эта связь не является причинно-следственной, а указывает на взаимосвязь полей метеорологических величин и явлений. Изменение структуры одного из полей вызывает изменения структуры остальных, а следовательно, и погоды.

3. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

В тропосфере существуют большие объемы воздуха с размерами, соизмеримыми с большими частями материков и океанов, обладающие некоторыми общими погодными условиями, определенным типом температурной стратификации и перемещающиеся как единое целое в одном из течений общей циркуляции атмосферы. Эти важные синоптические объекты называются *воздушными массами*. Одной из отличительных особенностей воздушной массы является небольшая пространственная изменчивость значений метеорологических величин, т.е. небольшие их горизонтальные градиенты. Это связано с тем, что воздушная масса приобретает свои свойства в результате длительного ее пребывания в определенном *очаге формирования* над однородной подстилающей поверхностью с примерно одинаковыми радиационными условиями.

Покинув очаг формирования, воздушная масса перемещается на подстилающую поверхность со свойствами, отличными от подстилающей поверхности очага формирования, попадает в другие радиационные условия и начинает менять свои свойства. Этот процесс называется *трансформацией воздушной массы*. Однако и при этом сохраняется непрерывность изменений значений метеорологических величин в горизонтальном направлении, т.е. сравнительно небольшие их горизонтальные градиенты.

Горизонтальные градиенты температуры и другие свойства полей метеорологических величин испытывают резкие изменения только при переходе к воздушной массе другого типа.

Свойства воздушной массы в значительной мере определяют режим погоды над занимаемой ею территорией. Поэтому желательно иметь представление о наиболее вероятной погоде, которую принесет с собой тот или иной тип воздушной массы в тот или иной район. В этих целях выполнены *типизации* воздушных масс по различным их признакам.

В зависимости от географического положения очага формирования воздушной массы их делят на *арктические*, сформированные в высоких широтах, *умеренные*, очаги формирования которых находятся в умеренных широтах, и *тропические*, сформированные в низких широтах. Поскольку погодные условия в воздушных массах, сформировавшихся над океанами и материками, естественно, будут

существенно различаться, то все воздушные массы, в зависимости от этого, еще делят на *континентальные и морские*. Таким образом, в соответствии с этой классификацией, которую называют *географической*, все воздушные массы делятся на *континентальные арктические (КАВ), морские арктические (МАВ), континентальные умеренные (КУВ), морские умеренные (МУВ), континентальные тропические (КТВ) и морские тропические (МТВ)*.

Приходя в какой-либо район, воздушная масса того или иного типа обусловит появление там определенного режима погоды, который будет существовать там без значительных изменений в течение всего времени пребывания в нем этой воздушной массы. Так, например, на Европейской части России в январе КАВ придет со средней температурой -20°C , МАВ -10°C , КУВ -8°C , МУВ -1°C , а в июле средняя температура в КАВ составит $+8^{\circ}\text{C}$, в МАВ $+10^{\circ}\text{C}$, в КУВ $+20^{\circ}\text{C}$, в МУВ $+15^{\circ}\text{C}$, в КТВ $+25^{\circ}\text{C}$.

Эти данные показывают, что континентальные воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее морских, что связано с сезонными особенностями теплообмена воздуха с подстилающей поверхностью в очаге их формирования. Зимой океан теплее и поэтому морские воздушные массы имеют более высокую температуру. Летом – обратная картина. Континенты теплее океана и континентальные воздушные массы теплее морских.

Географическая классификация воздушных масс чаще всего используется при составлении климатических описаний, при анализе отдельных синоптических процессов, обуславливающих появление аномальных погодных условий, как, например, засух, заморозков и т.п.

Для текущего синоптического анализа и краткосрочного прогнозирования погоды целесообразнее использовать *синоптическую классификацию воздушных масс*, основанную на сравнении температуры и температурной стратификации соседствующих друг с другом воздушных масс. В соответствии с таким подходом к классификации все воздушные массы делятся на *относительно теплые и относительно холодные* (холодные и теплые) с *устойчивой и неустойчивой стратификацией*. Таким образом, с учетом особенностей горизонтального и вертикального распределения температуры все воздушные массы можно разделить на *теплые устойчивые, теплые неустойчивые, холодные устойчивые и холодные*

неустойчивые. Каждому типу воздушных масс по этой классификации присущи особые сезонные погодные условия.

Например, при западно-восточном переносе на Европу поступают воздушные массы, сформировавшиеся над Атлантическим океаном и поэтому обладающие высоким влагосодержанием. Зимой каждая такая воздушная масса относительно теплая, поскольку перемещается на сильно охлажденную подстилающую поверхность суши, вытесняя находившийся там холодный воздух. Наибольшее охлаждение эта воздушная масса испытывает в приземном слое, вследствие чего возникает приподнятая инверсия температуры и воздушная масса становится теплой устойчивой. Под приподнятой инверсией за счет вертикального турбулентного обмена увеличивается влажность и образуются внутримассовые подынверсионные низкие слоистые или слоисто-кучевые облака. При относительно слабом турбулентном обмене образуется адвективный туман.

Летом такая воздушная масса поступает на теплую сушу, как относительно холодная, сменяя находившуюся там теплую воздушную массу. За счет сильного прогрева от подстилающей поверхности стратификация воздушной массы становится неустойчивой и поступившая на континент летом с океана воздушная масса становится холодной неустойчивой. Внутримассовая погода в этом случае связана с развитием таких конвективных явлений, как ливневые осадки, грозы, шквалы, град.

4. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

При сближении теплой и холодной воздушных масс между ними образуется узкий переходной слой с большими горизонтальными градиентами температуры, который называют фронтальным слоем или, коротко, **фронтом**. В процессе сближения этих двух воздушных масс фронтальный слой приобретает наклон в сторону холодной воздушной массы.

Как это происходит, иллюстрирует рис. 7.

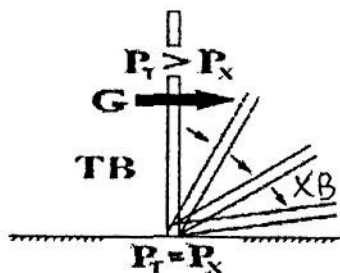


Рис. 7. Изменение угла наклона фронтального слоя в процессе сближения теплой и холодной воздушных масс.

ТВ – теплый воздух, ХВ – холодный воздух,
 P_T – давление в теплом воздухе,
 P_X – давление в холодном воздухе,
G – горизонтальный градиент давления.

Поскольку, как уже упоминалось, давление не терпит разрыва, то оно у поверхности земли в теплом воздухе (P_T) равно давлению в холодной массе (P_X). Однако барическая ступень в теплом воздухе больше, чем в холодном воздухе. Поэтому по мере поднятия вверх давление в теплом воздухе становится выше, чем в холодном, т.е. возникает горизонтальный градиент давления. Теплый воздух начинает перемещаться в направлении силы барического градиента, а именно, в сторону холодного воздуха. Фронтальный слой приобретает наклонное положение. В пределе такой процесс должен закончиться тогда, когда фронтальный слой приобретет горизонтальное положение и теплый воздух будет находиться над холодным. Процесс этот, однако, до конца не доходит и фронтальный слой остается в наклонном положении, хотя угол наклона фронтального слоя по отношению к горизонтальной поверхности весьма мал и составляет всего десятки угловых минут (обычно в пределах от $10'$ до 1°).

Заметим, что на вертикальных разрезах атмосферных фронтов угол их наклона сильно преувеличен. Это связано с различием вертикального и горизонтального масштабов синоптических процессов. Так, например, на рис. 10 (см. с. 21), представляющем собой разрез одного из типов атмосферных фронтов, в качестве единицы по вертикали взят 1 км, а по горизонтали – 100 км. Следовательно,

отношение вертикального и горизонтального масштабов равно 1/100. Поэтому угол наклона фронта, который на разрезе примерно 30° , для получения реального результата должен быть уменьшен в 100 раз и, следовательно, составит $0,3^\circ$ или около $20'$.

Разность температур между разделяемыми фронтом воздушными массами у поверхности земли составляет обычно $5-10^\circ\text{C}$, а иногда и больше, а ширина фронтального слоя не превышает нескольких десятков километров. Поэтому горизонтальный градиент температуры, в пересчете на 100 км, учитывая малую толщину фронтального слоя, может достигать $50-80^\circ\text{C}$ на 100 км, что, по крайней мере, на порядок больше горизонтального градиента температуры в воздушных массах, находящихся по обе стороны от фронтального слоя ($1-2^\circ/100\text{ км}$).

При температурно-ветровом зондировании радиозонд сначала находится в холодном воздухе, где температура понижается с высотой, а затем, пронизывая фронтальный слой толщиной в несколько сотен метров, попадает в теплый воздух. Поэтому в пределах фронтального слоя температура растет с высотой, т.е. наблюдается ее инверсия (рис. 8).

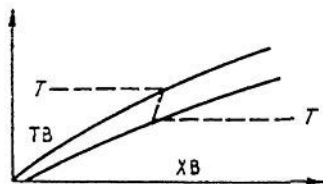


Рис. 8. Схематическое изображение фронтального слоя на вертикальном разрезе.
Т — изотерма, ТВ — теплый воздух,
ХВ — холодный воздух.

При теоретических исследованиях и изображении атмосферных фронтов на синоптических картах и вертикальных разрезах фронтальный слой, учитывая его небольшую толщину, часто представляют в виде фронтальной поверхности (рис.9). При таком представлении фронтального слоя температура претерпевает разрыв.

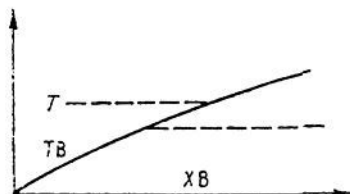


Рис. 9. Схематическое изображение фронтальной поверхности на вертикальном разрезе.
Т — изотерма, ТВ — теплый воздух,
ХВ — холодный воздух.

Атмосферные фронты могут иметь различную вертикальную и горизонтальную протяженность, а также разную пространственную

структуру. В связи с этим различают *основные, вторичные, верхние и сомкнутые* фронты.

К *основным* относятся фронты, разделяющие воздушные массы, существенно отличающиеся по своим свойствам, т.е. преимущественно воздушные массы различных географических типов. Они прослеживаются в пределах всей нижней и средней тропосферы, имеют горизонтальную протяженность в несколько тысяч километров, существуют в течение нескольких суток. При их прохождении через станцию наблюдаются резкие изменения погодных условий.

Вторичные фронты разделяют части одной и той же воздушной массы, которые несколько отличаются друг от друга по своим свойствам. Обычно их можно обнаружить только в пределах пограничного слоя, т.е. их вертикальная протяженность не превышает 1–1,5 км. Горизонтальная протяженность таких фронтов меньше, чем основных, и чаще всего не превышает 1000 км. Резкие изменения погоды отмечаются только при их прохождении через станцию. После прохождения вторичного фронта обычно устанавливается погода близкая к той, которая была до его прохождения.

Верхние фронты разделяют воздушные массы с различными свойствами в свободной атмосфере и у земной поверхности не прослеживаются.

Сомкнутые фронты представляют собой результат объединения двух атмосферных фронтов. Процесс смыкания атмосферных фронтов называется *окклюдированием*, а сомкнутый фронт называется *фронтом окклюзии*.

Атмосферные фронты можно классифицировать по географическому типу разделяемых ими воздушных масс. Фронты, разделяющие арктический и умеренный воздух называют *арктическими*, а умеренный и тропический – *полярными*.

В зависимости от направления перемещения все атмосферные фронты делятся на *теплые, холодные и стационарные*. *Теплыми* называются фронты, перемещающиеся в сторону холодной воздушной массы, а *холодными* – в сторону теплой воздушной массы. Фронты, мало меняющие свое положение, называются *стационарными (малоподвижными)*.

Для оценки степени выраженности характерных для фронта данного типа погодных условий используют такие термины: *хорошо* выраженный и *размытый*.

На основе анализа большого количества основных теплых, холодных и сомкнутых фронтов в умеренных широтах были созданы их типовые модели, оформленные в виде вертикальных разрезов.

Вертикальный разрез *теплого фронта* представлен на рис. 10. Фронт смещается слева направо. Теплый воздух, находясь выше фронтального слоя, упорядочено, со скоростью несколько см/с, поднимается вдоль его верхней границы и постепенно адиабатически охлаждается. В результате возникает мощная клинообразная облачная система, состоящая из слоисто-дождевых (Ns), высоко-слоистых (As) и перисто-слоистых (Cs) облаков. Ширина облачной системы хорошо выраженного теплого фронта может достигать 1000 км, ширина зоны дождей – 300–400 км, а зоны выпадения снега – 400–500 км. Осадки, обложные, продолжительные, могут идти 10–15 ч. с небольшими перерывами, их интенсивность не более 3 мм в час.

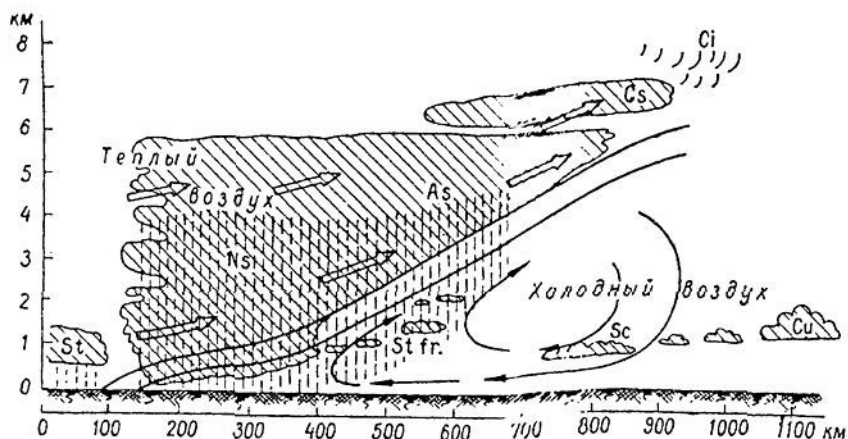


Рис. 10. Вертикальный разрез теплого фронта и его облачной системы.

Теплый фронт, как и фронты других типов, у поверхности земли находится в барической ложбине. Линия фронта проходит вдоль её оси (рис.11). Перед прохождением теплого фронта давление интенсивно падает, а после прохождения фронта чаще всего слабо растет. Ветер после прохождения фронта резко поворачивает вправо. Это связано с различным направлением изобар в передней и тыловой части ложбины, в которой находится фронт. После прохождения теплого фронта температура, естественно, повышается, а осадки прекращаются. Станция будет находиться в теплой воздушной массе с типичной для нее и сезона внутримассовой погодой.

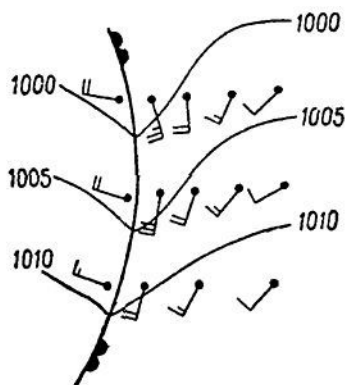


Рис. 11. Поля давления и ветра у поверхности земли в области теплого фронта.

удаления фронта. Ширина облачной системы и зона обложных осадков холодного фронта 1-го рода меньше, чем у теплого фронта и составляет соответственно 300–400 и 150–200 км.

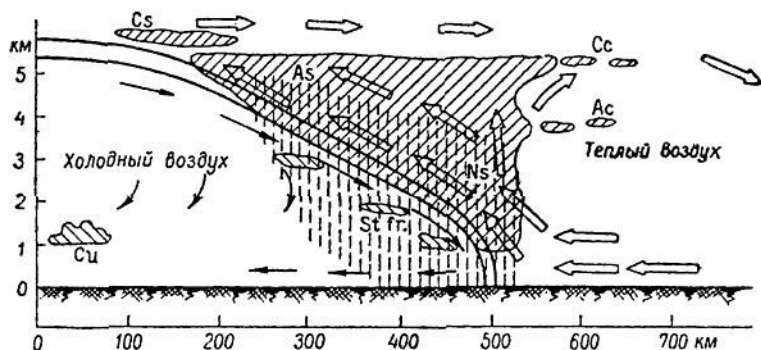


Рис. 12. Вертикальный разрез холодного фронта 1-го рода и его облачной системы.

Над передней, нижней, частью фронтального слоя крутизна которого за счет приземного трения увеличивается, в случае влажно-неустойчивой стратификации теплого воздуха могут образовываться кучево-дождевые облака, из которых начинают выпадать ливневые осадки.

При быстром перемещении холодного фронта – **холодный фронт 2-го рода** – активное вытеснение теплого воздуха вверх приводит к

образованию перед линией фронта кучево-дождевых облаков (рис.13). Эти облака цепью располагаются вдоль приземной линии фронта. Зона ливневых осадков узкая, ширина её составляет около 50 км. Осадки интенсивные, но непродолжительные (от нескольких минут до одного часа). Они часто сопровождаются шквалами и грозами, иногда градом. В средней и верхней тропосфере нисходящие движения теплого воздуха вдоль верхней границы фронтального слоя удаляют его от насыщения и облака здесь не образуются.

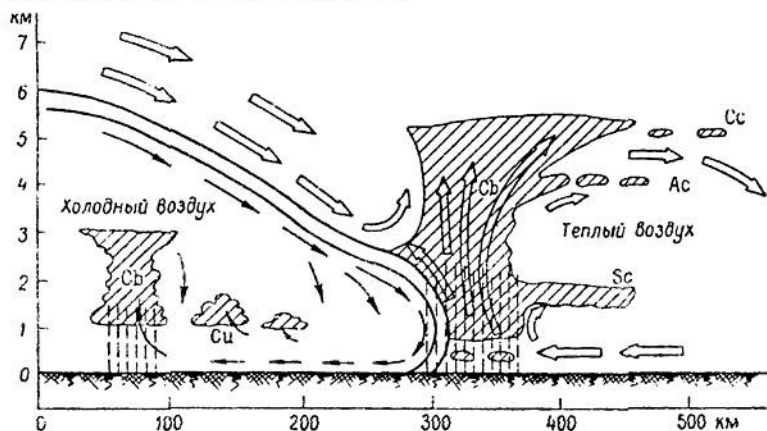


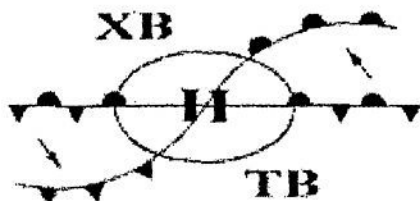
Рис. 13. Вертикальный разрез холодного фронта 2-го рода и его облачной системы.

Поскольку холодные фронты, как и теплые, также находятся в ложбинах, то при их прохождении ветер на станциях, через которые он проходит, поворачивает вправо при одновременном усилении. Перед прохождением холодного фронта давление падает, а после его прохождения значительно растёт.

Сомкнутые фронты – **фронты окклюзии** – возникают в результате сближения и последующего смыкания холодного и теплого фронтов. Такой процесс можно представить следующим образом. На рис. 14 показан стационарный фронт, разделяющий холодный воздух (ХВ) и теплый воздух (ТВ). Если на каком-то его участке по некоторым причинам началось падение давления, то это приведет к образованию депрессии, т.е. области пониженного давления с замкнутыми изобарами. Это, в свою очередь, вызовет появление циклонической циркуляции и перемещение холодного воздуха в направлении теплого воздуха, т.е. приведет к образованию холодного

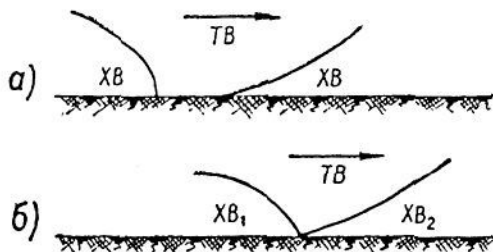
фронта и перемещению теплого воздуха в сторону холодного, т.е. к возникновению теплого фронта.

Рис. 14. Схема образования системы «теплый и холодный фронты» на стационарном фронте.



Холодный фронт смещается быстрее теплого и «догоняет» его. Эти моменты зафиксированы на рис.15 а, б. Контраст температуры у поверхности земли между холодными массами перед теплым фронтом и за холодным фронтом значительно меньше, чем он был на каждом из основных фронтов в отдельности. Облачная система и поле осадков в этот момент представляет собой совокупность облачных систем и полей осадков холодного и теплого фронтов. Ширина облачной системы может превышать 1000 км и более, а область выпадения осадков составлять 400–600 км.

Рис. 15. Схематические вертикальные разрезы, иллюстрирующие моменты, предшествующие образованию фронта окклюзии.



Особенности следующих этапов процесса смыкания холодного и теплого фронтов зависят от соотношения температур холодных воздушных масс за холодным фронтом и перед теплым фронтом. Если воздух за холодным фронтом менее холодный, чем перед теплым фронтом, то он будет натекают на более холодный воздух по поверхности теплого фронта. Эта часть поверхности теплого фронта и называется фронтом окклюзии по типу теплого фронта или, кратко, *теплым фронтом окклюзии* (рис. 16). Холодный фронт, как переходную зону между холодным и теплым воздухом, можно обнаружить выше земной поверхности, как *верхний холодный фронт*.

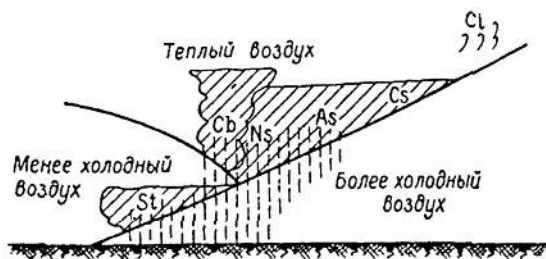


Рис. 16. Вертикальный разрез теплого фронта окклюзии и его облачной системы в средней стадии его эволюции.

Если же воздух за холодным фронтом окажется более холодным, чем перед теплым фронтом, то образуется фронт окклюзии по типу холодного фронта или **холодный фронт окклюзии** (рис. 17). В этом случае теплый фронт, который до окклюдирования начинался от поверхности земли, превращается в **верхний теплый фронт**.

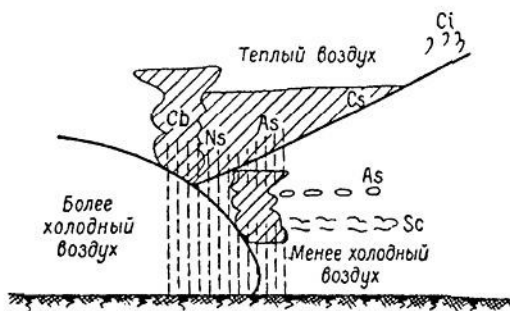


Рис. 17. Вертикальный разрез холодного фронта окклюзии и его облачной системы в средней стадии его эволюции.

В итоге образуется сложная фронтальная система, состоящая из верхнего холодного или верхнего теплого фронтов, не достигающих земной поверхности, и собственно фронта окклюзии. Этот фронт начинается от поверхности земли и разделяет холодную воздушную массу, ранее находившуюся перед теплым фронтом, и холодную воздушную массу, находившуюся за холодным фронтом.

По мере развития процесса окклюдирования теплый воздух вытесняется вверх. В связи с этим деградирует облачная система, связанная с основными фронтами, уменьшается ширина зоны осадков и их интенсивность. Одновременно возникает облачная система на самом фронте окклюзии и связанная с ним зона осадков.

5. ВЫСОТНЫЕ ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Высотной фронтальной зоной (ВФЗ) называется область между высоким теплым антициклоном (гребнем) и высоким холодным циклоном (ложбиной) в свободной атмосфере. В ее пределах велики горизонтальные градиенты температуры и давления. Поэтому на картах абсолютной и относительной топографии (АТ и ОТ) ВФЗ представляет собой область сгущения изогипс (рис. 18). Центральная изогипса зоны максимального их сгущения называется *осевой изогипсой ВФЗ*. Часть ВФЗ, обращенную от центральной изогипсы в сторону низкого давления, называют *циклонической периферией*, а в сторону высокого давления – *антициклонической*. ВФЗ имеет *вход*, т.е. ту ее часть, где изогипсы сближаются, и *дельту*, т.е. часть, где изогипсы расходятся.

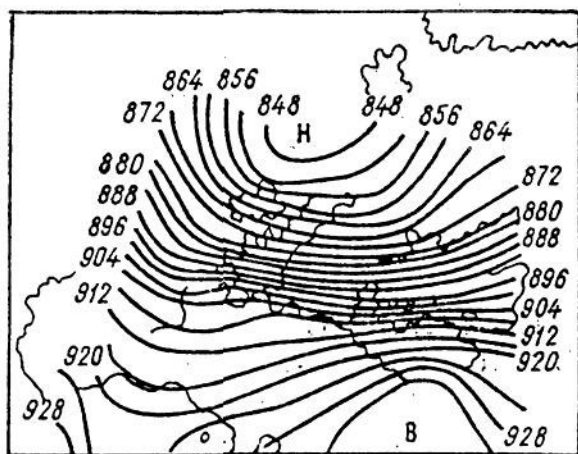


Рис. 18. Высотная фронтальная зона на карте АТ₃₀₀.

В нижней части ВФЗ, прилегающей к земной поверхности, обычно находится хорошо выраженный атмосферный фронт, а иногда и два, как, например, на рис.19. На этом рисунке представлен вертикальный разрез через ВФЗ, на котором нанесены изотермы (пунктирные линии), линии равных скоростей ветра – изотакхи (тонкие сплошные линии), границы атмосферных фронтов и тропопауза (толстые сплошные линии). Хорошо заметны большие контрасты температуры по направлению Мурманск – Минск как у земной по-

верхности, так и вплоть до тропопаузы. В пределах ВФЗ концентрируются большие запасы доступной потенциальной и кинетической энергий, поэтому в них, как правило, сильно изменяется давление и происходят процессы возникновения и эволюции фронтальных циклонов и антициклонов, развиваются интенсивные вертикальные движения и, в связи с этим, происходят резкие изменения погодных условий на больших территориях.

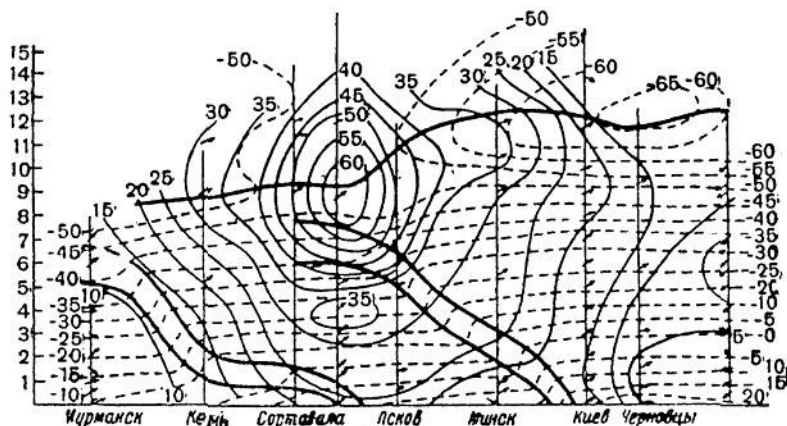


Рис. 19. Вертикальный разрез атмосферы вдоль 30° в.д.

В средней и верхней тропосфере ВФЗ переходят одна в другую, как это показано, например, на рис. 20, и часто опоясывают все полушарие. Такие ВФЗ называют **планетарными (ПВФЗ)**.

Большой горизонтальный градиент давления в центральной части ВФЗ, о чем свидетельствует сгущение изогипс, приводит к возникновению сильных ветров, скорость которых постепенно убывает в направлении периферий ВФЗ. Одновременно, достигая максимальных значений, чаще всего немного ниже тропопаузы, скорость ветра убывает как вверх, так и вниз. Поэтому поле ветра в области ВФЗ имеет вид струи – воздушного потока большой скорости, который получил название **струйного течения**.

Аэрологическая комиссия Всемирной метеорологической организации дает следующее определение струйного течения: это «сильный узкий воздушный поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере и стратосфере, характеризующийся большими горизонтальными и вертикальными сдвигами (градиентами) ветра и

одним или более максимумами скорости». Рекомендуются следующие критерии для обнаружения струйного течения в верхней тропосфере и стратосфере: «обычно струйное течение распространяется на тысячи километров в длину, сотни в ширину и несколько километров в толщину. Вертикальный сдвиг ветра 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».

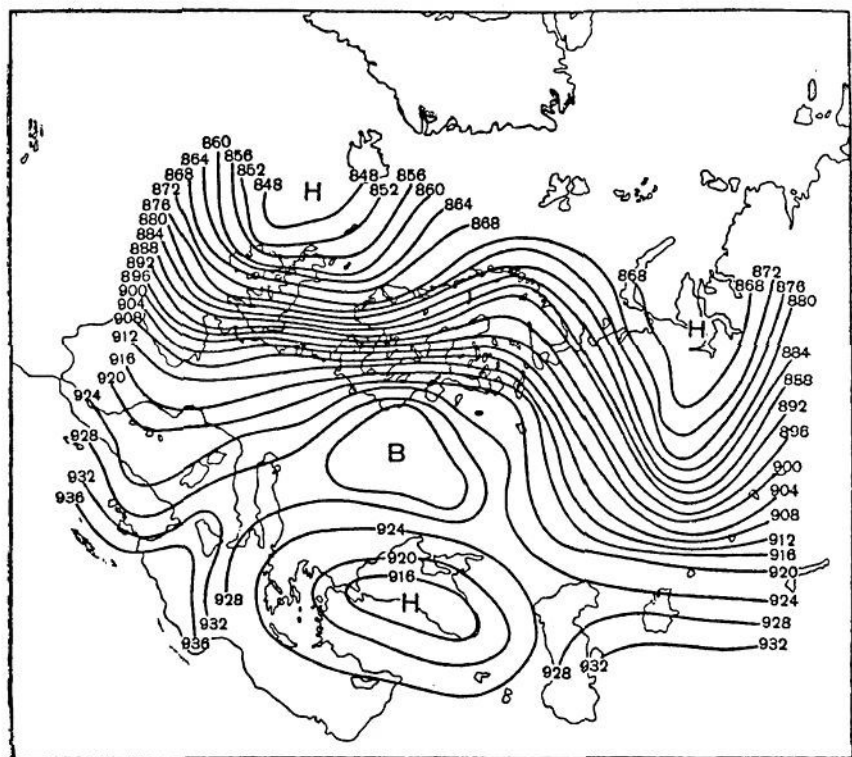


Рис. 20. Две высотные фронтальные зоны, переходящие одна в другую.

Ось струйного течения – линия тока, соединяющая точки с максимальной скоростью ветра. Она не горизонтальна, а меняет свое положение по вертикали. Поэтому диагностировать и прогнозировать положение оси струйного течения с помощью карт АТ затруднительно. Значительно удобнее для этих целей использовать карты максимального ветра, которые также, как карты АТ и ОТ, строятся по данным температурно-ветрового зондирования. На эти

карты наносятся положение уровня максимального ветра (в гПа) и его скорость (в м/с). На таких картах легко обнаружить струйное течение и провести его ось (рис. 21).

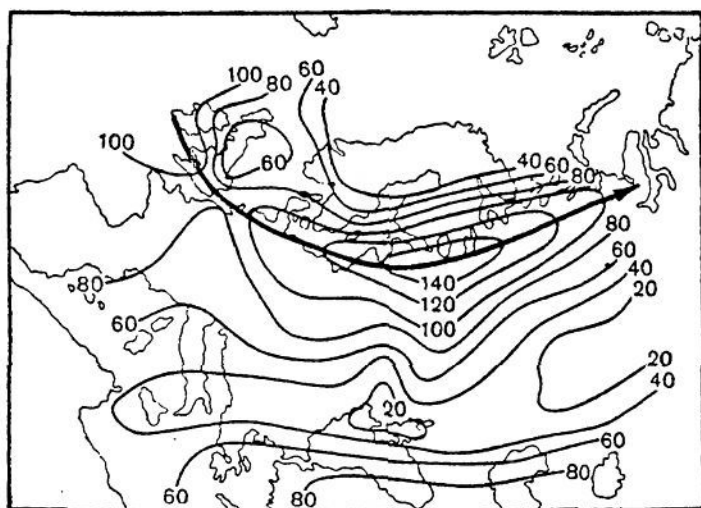


Рис. 21. Карта максимального ветра с проведенной на ней осью струйного течения.

Струйные течения, связанные с тропосферными ВФЗ, классифицируют на основе их связи с основными фронтами. Поэтому выделяют *арктические струйные течения* (струйные течения арктических фронтов) и *струйные течения умеренных широт* (струйные течения полярных фронтов). Кроме того, вдоль северной периферии субтропических антициклонов (в северном полушарии) прослеживается опоясывающее практически все полушарие *субтропическое струйное течение*. С тропосферными фронтами это струйное течение не связано.

Все эти тропосферные струйные течения представляют собой системы сильных западных ветров в верхней тропосфере.

6. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

Циклоны и антициклоны представляют собой *трехмерные атмосферные вихри синоптического масштаба*. Они имеют особые, только им присущие, структуры метеорологических полей, сочетание которых формирует погодные условия в различных частях этих атмосферных вихрей.

В поле давления циклон представляет собой депрессию – область относительно пониженного давления с замкнутыми изобарами (изогипсами). Точка с наиболее низким давлением называется *центром циклона*. Изобары, очерчивающие циклон на приземной синоптической карте, чаще всего имеют форму, близкую к кругу или овалу. В умеренных и высоких широтах давление на уровне моря в центре циклона обычно находится в пределах 950–1010 гПа. В тропических циклонах давление в центре ниже и составляет 950–970 гПа, но иногда понижается до 900 гПа. Размер циклона умеренных широт в стадии максимального развития, определяемый как расстояние между наиболее удаленными друг от друга точками на внешней замкнутой изобаре (изогипсе), составляет 1000–2000 км.

В поле давления антициклон представляет собой барический максимум – область относительно повышенного давления с замкнутыми изобарами (изогипсами). Точка с наиболее высоким давлением называется *центром антициклона*. Изобары, очерчивающие антициклон, чаще всего имеют эллипсовидную форму. Давление на уровне моря в центре антициклона обычно находится в пределах 1000–1035 гПа. Размер антициклона в стадии максимального развития больше, чем циклона, и составляет 2000–3000 км.

Замкнутая циклоническая и антициклоническая циркуляция, как правило, первоначально обнаруживается у земной поверхности, а затем она распространяется на более высокие уровни. В связи с этим циклоны и антициклоны по степени развития по вертикали можно разделить на *низкие, средние и высокие*. Первые, в виде замкнутых циркуляционных систем, прослеживаются от земли до уровня AT_{850} , вторые – до AT_{700} , и третьи – до AT_{500} и выше.

Циклоны и антициклоны в своем развитии проходят четыре стадии: *возникновения, молодого циклона (антициклона)*, когда циклон углубляется, а антициклон усиливается, *максимального развития* (давление в центральной части барического образования меняется не-

значительно) и *исчезновения* (для циклона используют термин «заполнение», а для антициклона – «разрушение»). По мере перехода от начальной стадии развития к конечной циклоны и антициклоны развиваются по вертикали и становятся высокими барическими образованиями. Восходящие вертикальные движения в циклоне в условиях устойчиво стратифицированной тропосферы обуславливают понижение температуры на всех уровнях, а нисходящие движения в антициклоне – ее повышение. Поэтому, на что уже указывалось ранее, высокие циклоны являются холодными, а высокие антициклоны – теплыми.

Все циклоны и антициклоны в зависимости от условий, в которых они возникают, делятся на *внутримассовые* и *фронтальные*.

К внутримассовым относятся *тропические циклоны* и *субтропические антициклоны*, а также *внутримассовые термические циклоны и антициклоны* внетропических широт.

Тропические циклоны возникают над океанами между широтами 5^0 и 20^0 в северном и южном полушариях. Горизонтальный градиент давления в них намного больше, чем в циклонах умеренных широт. Поэтому скорости ветра в них нередко превышают $80\text{--}100 \text{ км/ч}$. Источником энергии, необходимой для возникновения таких вихрей, является приток тепла конденсации водяного пара, появляющийся в результате охлаждения воздуха при активной конвекции над очень теплой океанической поверхностью.

Субтропические антициклоны в северном полушарии находятся в субтропических широтах океанов. Это азорский антициклон в Атлантическом океане и Северо-Тихоокеанский (Гавайский) антициклон в Тихом океане. Они представляют собой центры действия атмосферы и существуют в течение всего года, при этом они лучше выражены летом, чем зимой.

Внутримассовые термические циклоны возникают летом над сушей при сильном прогреве воздуха от подстилающей поверхности. На дневной приземной синоптической карте такие циклоны очерчиваются одной – двумя изобарами, кратными 5 гПа. В ночные часы они в значительной степени заполняются, а иногда и совсем исчезают. *Внутримассовые термические антициклоны* образуются над сушей зимой в результате сильного охлаждения воздуха от подстилающей поверхности. Они лучше выражены в ночные часы, но и тогда на приземной синоптической карте они чаще всего очерчены одной замкнутой изобарой, кратной 5 гПа.

В высоких и умеренных широтах наибольшее влияние на формирование и изменение погодных условий оказывают **фронтальные циклоны и антициклоны**. Их возникновение и весь жизненный цикл связан с высотными фронтальными зонами, энергетические запасы которых при определенных условиях расходуются на создание других синоптических объектов, имеющих вихревую структуру – фронтальных циклонов и антициклонов.

Возникновение замкнутой циклонической циркуляции приводит к волновому возмущению на фронте, который находится под высотной фронтальной зоной. По существу, это стадия возникновения циклона, которую применительно к тому факту, что циклон является фронтальным, называют **стадией волны** (рис. 22). Эта первая стадия продолжается от возникновения волны на фронте до появления у поверхности земли первой замкнутой изобары, кратной 5 гПа. В передней, правой части циклона, начинается движение ранее стационарного фронта в сторону холодного воздуха, а в тыловой, левой, части – в сторону теплого воздуха. Таким образом, в этой стадии развития циклона возникают теплый и холодный фронты, начинается формирование заключенного между ними **теплого сектора**. Стадия волны весьма скоротечна и продолжается обычно около полусуток.

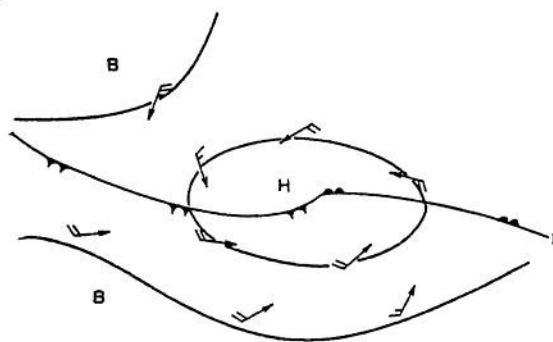


Рис. 22. Фронтальный циклон в стадии волны.

Во второй стадии развития фронтального циклона – **стадии молодого циклона** – происходит интенсивное его углубление. Число замкнутых изобар на приземной синоптической карте быстро увеличивается, возрастает скорость ветра (рис. 23). За счет сходимости воздушных течений возникают упорядоченные восходящие движения,

что приводит к образованию облачности, особенно мощной на атмосферных фронтах. В этой стадии развития циклон становится средним по степени вертикального развития барическим образованием. Время стадии молодого циклона обычно не превышает 1,5–2 суток.

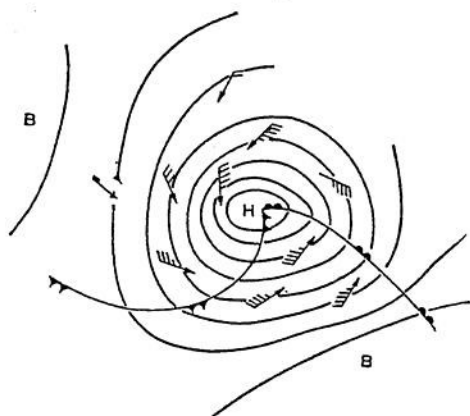


Рис. 23. Фронтальный циклон в стадии молодого циклона.

В молодом циклоне имеется три области с различными погодными условиями. В передней части циклона в холодном воздухе перед теплым фронтом облачная погода. Из облаков Ns – As выпадают длительные обложные осадки, интенсивность которых возрастает по мере приближения к фронту. В тыловой части циклона (за холодным фронтом) погода определяется типом этого фронта. Если он смещается медленно и его облачная система состоит из облаков Ns – As, то за ним будут обложные осадки, ослабевающие по мере удаления от него. Если холодный фронт смещается быстро, то за ним при высокой влажности в холодном воздухе и неустойчивой стратификации могут выпадать ливневые осадки, а если холодный воздух сухой и в нем развиты нисходящие движения, то чаще всего будет малооблачно. В теплом секторе между холодным и теплым фронтами, погода будет характерной для теплой, влажной воздушной массы. Зимой, за счет ее охлаждения от подстилающей поверхности, чаще всего будет низкая внутримассовая облачность St, Sc, морозящие осадки, адвективные туманы, летом может быть малооблачно или, при высокой влажности, кучевая или мощно-кучевая облачность.

Третья, последняя стадия развития фронтального циклона – *стадия окклюдированного циклона*, начинается с момента начала

процесса смыкания холодного и теплого фронтов (окклюдирования) и заканчивается его заполнением, т.е. исчезновением на приземной синоптической карте последней замкнутой изобары (рис. 24). Время существования циклона в этой стадии развития обычно составляет 3–4 суток и зависит от особенностей структуры полей давления и температуры над его центральной частью. При благоприятных условиях, несмотря на начавшееся и продолжающееся окклюдирование, циклон еще некоторое время будет продолжать углубляться. Наоборот, при неблагоприятных условиях заполнение циклона начнется с момента начала окклюдирования.

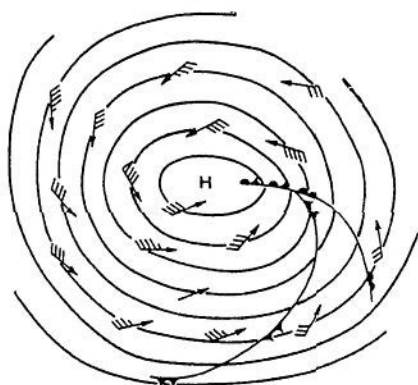


Рис. 24. Фронтальный циклон в стадии окклюдированного циклона.

В циклоне, находящемся в стадии окклюдирования, можно выделить несколько зон с различными погодными условиями. Первые две зоны разделяются фронтом окклюзии. В их частях, непосредственно прилегающих к этому фронту, погода определяется типом фронта окклюзии (по типу теплого и холодного фронта он образовался), характеристиками теплого воздуха, находящегося выше земной поверхности, и степенью окклюдирования. На некотором удалении от фронта, где не сказывается его влияние, характер погоды будет соответствовать типам холодных воздушных масс, разделяемых фронтом окклюзии. На периферии окклюдирующегося циклона, где еще раздельно существуют холодный и теплый фронты, сохраняются три типа погоды, характерные для молодого циклона.

Благоприятные условия для возникновения циклонов в каком-либо районе могут сохраняться длительное время, в течение которого может возникнуть несколько циклонов в одном и том же месте

и на одном и том же фронте. Перемещаясь в направлении преобладающих воздушных течений, эти циклоны образуют циклонические серии (рис. 25). Первым в этой серии является возникший первым, обычно окклюдированный циклон, а последующие циклоны находятся в более ранних стадиях развития. Так, на рис. 25 последний циклон находится в стадии волны.

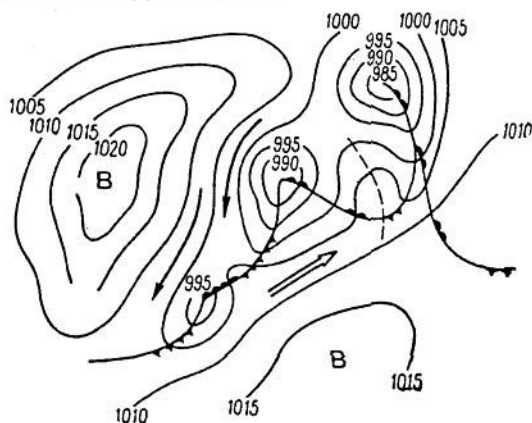


Рис. 25. Серия циклонов.

В связи с существованием в тропосфере высотных фронтальных зон и атмосферных фронтов возникают у земной поверхности не только области падения давления, превращающиеся в циклонические вихри (циклоны), но и области роста давления, в пределах которых возникают барические гребни и антициклоны. Поэтому эти барические образования относят к категории фронтальных. Различают два типа фронтальных антициклонов.

Первый тип – **промежуточные антициклоны** в виде барических гребней. Они сформированы в холодном воздухе, располагаются между двумя циклонами серии и перемещаются вместе с ними. На рис. 25 хорошо выраженный промежуточный антициклон находится между окклюдированным и молодым циклоном.

Второй тип – **заключительные антициклоны**. Они заключают циклонические серии. На рис. 25 это обширный антициклон с давлением в центре более 1020 гПа. Эти антициклоны сформированы в холодном воздухе, быстро перемещаются с северной меридиональной составляющей. С ними связаны значительные похолодания. Они могут проникать далеко на юг, сливаясь с субтропическими антициклонами, поддерживая их существование.

7. СИНОПТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СИНОПТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Синоптическое положение – совокупность синоптических объектов (воздушных масс, циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, высотных фронтальных зон, струйных течений) над определенным географическим районом в единый момент времени. Наиболее полное представление о синоптическом положении дает приземная синоптическая карта с проведенными на ней изобарами, изаллобарами, линиями атмосферных фронтов, обозначениями центров циклонов и антициклонов, выделенными областями с особыми погодными условиями (туманы, грозы, осадки, метели, пыльные бури, гололед).

Синоптическое положение на высотах анализируется по картам абсолютной топографии главных изобарических поверхностей от 850 гПа и, обычно, до 300 гПа, а иногда и находящихся выше. Система изогипс на этих картах позволяет оценить степень развития по вертикали циклонов и антициклонов, направление и скорость перемещения низких и средних барических образований, а также атмосферных фронтов, определить положение высотных фронтальных зон и примерно положение струйных течений. Положение оси струйного течения уточняется по картам максимального ветра с проведенными на ней изотахами, а положение тропопаузы – по картам высот тропопаузы.

Кроме того, для оценки синоптического положения используются карты упорядоченных вертикальных движений, которые позволяют выделить области с восходящими и нисходящими движениями, а следовательно, области возможного образования облаков и осадков или, наоборот, их деградации. Привлекаются данные температурно-ветрового зондирования на отдельных станциях, спутниковые фотографии облачности, данные МРЛ.

Цель анализа синоптического положения состоит в формировании у синоптика представления о происходящих в атмосфере физических процессах и возможном (наиболее вероятном) направлении их развития в будущем.

Хронологическая последовательность синоптических положений представляет собой *синоптический процесс*. Сравнивая результаты анализа предшествующего и исходного синоптического

положения, можно определить тенденцию в изменении текущего синоптического процесса и экстраполировать эти изменения на некоторое время вперед, т.е. составить краткосрочный прогноз синоптического положения и, следовательно, в значительной мере, погоды.

В настоящее время, как правило, не строят карты ожидаемого синоптического положения, используя экстраполяцию, а пользуются результатами гидродинамического прогноза поля давления на уровне моря, карт АТ и упорядоченных вертикальных движений на сроки до 48–72 часа. Такие карты позволяют прогнозировать возникновение, перемещение и эволюцию циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, т.е. синоптических объектов, с которыми связаны резкие изменения погодных условий. Прогностические карты упорядоченных вертикальных движений дают возможность оценить эволюцию полей облачности и осадков.

8. КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

Прогноз погоды – научно обоснованное описание ожидаемых погодных условий. Формулировка краткосрочного прогноза погоды зависит от его предназначения.

В краткосрочных прогнозах общего пользования, предназначенных для населения и распространяемых средствами массовой информации (газеты, радио, телевидение), в соответствии с «Наставлением по службе прогнозов»¹, указываются облачность, осадки, явления погоды, ветер и температура воздуха. При этом, для характеристики количества облачности, фазового состояния и количества осадков используются определенные термины, приведенные в упомянутом «Наставлении». Так, например, если днем ожидается изменение количества облаков от 0–3 до 8–10 баллов, дождь продолжительностью менее 3 ч. и с количеством осадков менее 3 мм/12ч, то в прогнозе общего пользования дается формулировка: «Облачная с прояснениями погода, слабый кратковременный дождь».

В прогнозах общего пользования указываются следующие явления погоды: метель, низовая метель, поземок, пыльная буря, туман, шквал, град, гроза, гололед, изморозь, налипание мокрого снега, гололедица. Эти явления, кроме грозы, гололедицы, изморози и поземка подразделяются на слабые, умеренные и сильные. В тексте прогноза дается направление (в четвертях горизонта) и скорость ветра (м/с), а также максимальная температура днем и минимальная температура ночью. Иногда сообщаются значения атмосферного давления и относительной влажности воздуха.

Перечень метеорологических величин и явлений погоды, включаемых в формулировки краткосрочных специализированных прогнозов, предназначенных для определенной категории потребителей, определяется ведомственными документами. Например, в суточных авиационных прогнозах по аэродрому приводятся данные о следующих метеорологических величинах: ветер (направление и скорость), видимость у земли, облачность (количество, форма, высота нижней границы), температура воздуха. Кроме того, указываются ожидаемые в период действия прогноза явления погоды.

¹ Наставление по службе прогнозов, раздел 2, Служба метеорологических прогнозов, части III, IV, V, – М.: Гидрометеиздат, 1981.

Анализируя предшествующие и исходные для прогноза синоптические положения, прогностические карты приземного давления и АТ и экстраполируя наметившиеся изменения в погодных условиях, уже можно, в первом приближении, составить представление об ожидаемой в течение ближайших 24–36 ч. погоде.

Однако, как правило, этого бывает недостаточно. Поэтому применяют различные расчетные методы прогноза метеорологических величин и явлений. Эти методы основаны на использовании функциональных или статистических (корреляционных) связей между исходными и ожидаемыми значениями метеорологических величин. При этом принято прогнозируемую величину называть *предиктантом*, а величины, значения которых используют для ее прогноза – *предикторами*.

При прогнозе ветра в свободной атмосфере обычно ограничиваются расчетами геострофического ветра по прогностическим картам АТ считая, что он направлен параллельно изогипсам АТ, а его скорость пропорциональна их густоте.

Прогноз ветра у поверхности земли (на уровне флюгера) также начинается с расчета геострофического ветра по прогностической карте давления на уровне моря или с его определения с помощью номограммы (градиентной линейки).

Скорость и направление ветра у земной поверхности в связи с наличием трения отличается от скорости и направления геострофического ветра: скорость фактического ветра V_{ϕ} меньше скорости геострофического ветра V_g и он отклоняется от изобары в сторону низкого давления. Отклонения V_{ϕ} от V_g зависит в первую очередь от типа подстилающей поверхности. В формуле, по которой производят переход от скорости геострофического ветра к фактической: $V_{\phi} = kV_g$, среднее значение k , полученное в результате обработки больших архивов V_g и наблюдений V_{ϕ} , на V_d суши, как уже упоминалось, равно 0,55, а над водной поверхностью равно 0,7.

Прогноз таких метеорологических величин, как температура и влажность воздуха основывается на использовании связи полной производной с частными производными этой же функции:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + U \frac{\partial F}{\partial x} + V \frac{\partial F}{\partial y} + W \frac{\partial F}{\partial z},$$

где F – значение метеорологической величины;

$\frac{dF}{dt}$ – изменение F в перемещающейся воздушной частице

$\frac{\partial F}{\partial t}$ – локальное (на станции) изменение F ;

U, V – составляющие скорости ветра;

W – скорость вертикальных движений;

Поскольку в прогнозе указывается ожидаемое значение метеорологической величины на станции, то эту формулу следует представить в следующем виде:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial F}{\partial x} + V \frac{\partial F}{\partial y} \right) - W \frac{dF}{dz} + \frac{dF}{dt}.$$

Первый член в правой части этого уравнения определяет изменение метеорологической величины F на станции за счет переноса поля F (адвекции) без его изменений с составляющими скорости ветра U и V , второй – изменение F на станции за счет переноса поля F по вертикали со скоростью W и третий – изменения F на станции за счет изменения значения F в перемещающейся в течение срока действия прогноза воздушной частицы вдоль трехмерной траектории со скоростью переноса, составляющие которой U, V, W .

У поверхности земли $W = 0$. Тогда предыдущая формула будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial F}{\partial x} + V \frac{\partial F}{\partial y} \right) + \frac{dF}{dt}.$$

Прогноз F на станции начинается с расчета ее адвективного изменения от исходного синоптического положения для прогноза к следующему (спрогнозированному) синоптическому положению (барическому полю). Для этого нужно определить, откуда придет на станцию воздушная частица и «принесет» свое значение F . В этих целях строится прогностическая траектория ее перемещения с учетом скорости ветра в начале и конце траектории. Изменение F на станции за счет изменения F в перемещающейся воздушной частице (трансформационное изменение) состоит из двух частей: изменение F при перемещении частицы вдоль траектории и за счет суточ-

ного хода. Таким образом, разрабатывается краткосрочный прогноз температуры и влажности у поверхности земли.

При краткосрочном прогнозе температуры и влажности в свободной атмосфере учитывается, что в этих слоях тропосферы трансформационные изменения этих метеорологических величин малы и ими, как правило, можно пренебрегать. Поэтому в свободной атмосфере изменения температуры и влажности в период действия прогноза определяются суммой адвективных их изменений и изменений за счет вертикальных движений.

Методы краткосрочного прогноза явлений погоды (туманов, гроз, града, гололеда и др.) основываются на физических моделях связи возможности появления погодного явления с исходными или ожидаемыми параметрами атмосферы.

Например прогнозы ливневых осадков, гроз и града основываются на расчетах, так называемых, **параметров конвекции**: положение уровней конденсации и конвекции, толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС), вертикальная мощность кучево-дождевых облаков, оценка запасов энергии неустойчивости и т.д. Для расчета параметров конвекции необходим прогноз температуры и точки росы, по рассмотренной выше методике, и температура воздушной частицы, поднимающейся вверх со скоростью конвективных вертикальных движений до высот 7–9 км. По этим данным на бланке аэрологической диаграммы строятся прогностические кривые стратификации температуры и влажности и кривая состояния (для поднимающейся со скоростью конвекции воздушной частицы (рис. 26)).

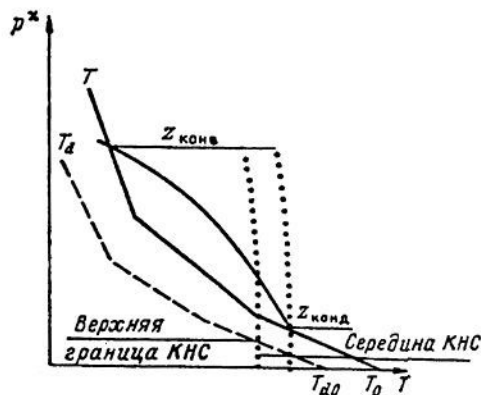


Рис. 26. Определение параметров конвекции

Если параметры конвекции достигают некоторых критических значений, то в прогнозе указывается явление погоды, для которого эти критические значения достигнуты. Сами же критические значения параметров конвекции получены в результате анализа большого числа случаев возникновения ливневых осадков, гроз и града, т.е. являются итогом статистической обработки больших архивов данных наблюдений.

По такому же принципу, т.е. в результате анализа большого числа случаев наблюдений, определяются критические значения параметров атмосферы, оказывающие основное влияние на возникновение туманов различных типов, гололеда, гололедицы, низкой внутримассовой облачности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение настоящего учебного пособия, представляющего по своему содержанию введение в основной курс синоптической метеорологии, позволит студенту без труда оперировать основными понятиями и терминами, с которыми он встретится уже на первых этапах работы над лекционным курсом и на лабораторных занятиях.

Закончив изучение синоптической метеорологии, студент должен хорошо знать закономерности развития синоптических процессов и определяемых ими изменения погодных условий, физические основы и современные методы краткосрочного прогнозирования. Уметь разрабатывать краткосрочные прогнозы погоды, основываясь на комплексном использовании результатов прогнозов метеорологических величин и явлений погоды, синоптическими, статистическими и гидродинамическими методами.

Знание синоптической метеорологии будет способствовать формированию у студентов представления об основных направлениях и методах научных исследований в области изучения погодообразующих атмосферных процессов с целью их применения для разработки методов прогноза погоды, о перспективах использования новейших научных достижений для совершенствования методов изучения синоптических процессов и прогнозирования погоды.

Кроме того, изучение курса синоптической метеорологии дает необходимую базу для освоения таких дисциплин, как сверхкраткосрочные и долгосрочные прогнозы погоды, тропическая метеорология, экономическая метеорология, авиационная метеорология, маркетинг в гидрометеорологии и др.

ВОПРОСЫ ДЛЯ САМОПРОВЕРКИ

3. Какие данные наблюдений наносятся на приземные синоптические карты ?
4. Чем карты ОТ отличаются от карт АТ ?
5. *Напишите формулы для расчета скорости геострофического ветра по картам распределения давления ?*
6. К каким изменениям в погоде приводят возникновение сходимости (расходимости) ветров в пограничном слое в центральных частях циклонов и антициклонов, на осях ложбин и гребней?
7. Почему циклон со временем становится холодным барическим образованием, а антициклон – теплым?
8. Что понимается под процессом трансформации воздушной массы и как этот процесс происходит?
9. *Как отличаются по погодным условиям воздушные массы, сформированные над сушей и океаном, зимой и летом?*
10. По каким признакам построена синоптическая классификация воздушных масс?
11. Как классифицируются атмосферные фронты по направлению их перемещения, по географическому типу разделяемых ими воздушных масс?
12. Каковы особенности полей давления, ветра, температуры, облачности и осадков на теплых фронтах?
13. Каковы особенности полей давления, ветра, температуры, облачности и осадков на холодных фронтах первого и второго рода?
14. Как проходит процесс образования фронта окклюзии?
15. Что такое высотная фронтальная зона и каковы особенности структуры поля давления в ее области?
16. Что такое струйное течение и какое его определение дает аэрологическая комиссия ВМО?
17. Какие общие стадии развития проходят циклоны и антициклоны?
18. Какие стадии развития проходят фронтальные циклоны?
19. *Какие примерные размеры имеют внетропические циклоны и антициклоны, в каких примерно пределах находится давление в их центрах и время существования?*
20. Что понимается под синоптическим положением и синоптическим процессом?
21. Почему для краткосрочного прогноза погоды необходим предварительный прогноз синоптического положения?
22. Что такое предиктант и предиктор ?
23. Каким образом получают коэффициент перехода от скорости геострофического ветра к скорости реального ветра на уровне флюгера?
24. Что такое «параметры конвекции» и для чего их необходимо знать?

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991
2. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986.
3. *Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
4. Практикум по синоптической метеорологии под ред. проф. В.И. Воробьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.
5. *Бауман И.А.* Синоптическая метеорология для океанологов. – Л.: ЛГМИ, 1983.
6. Специализированные прогнозы погоды (под ред. проф. В.И. Воробьева и доц. А.Ф. Кивганова). – Л.: ЛГМИ, 1991.
7. *Богаткин О.Г., Еникеева В.Д.* Анализ и прогноз погоды для авиации. – СПб: Гидрометеиздат, 1992.
8. *Хандожко Л.А.* Региональные синоптические процессы. – Л.: ЛГМИ, 1988.
9. *Хандожко Л.А.* Региональные прогнозы погоды. – Л.: ЛГМИ, 1989.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	3
1. Основные материалы, используемые для анализа процессов синоптического масштаба и краткосрочного прогноза погоды	8
2. Некоторые особенности полей метеорологических величин, являющиеся погодообразующими факторами	11
3. Воздушные массы	15
4. Атмосферные фронты	18
5. Высотные фронтальные зоны и струйные течения	26
6. Циклоны и антициклоны	30
7. Синоптическое положение и синоптический процесс	36
8. Краткосрочный прогноз погоды	38
Заключение	43
Вопросы для самопроверки	44
Литература	45

Учебное издание

Валерий Игоревич Воробьев

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

Учебное пособие

Редактор И.Г. Максимова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 25.09.03. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 3,0. Уч.-изд.л. 3,0. Тираж 500 экз. Заказ № 55
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.
