

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. РГГМУ, 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.

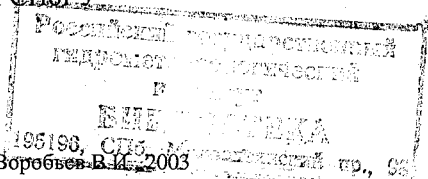
Vorobyev V.I. The basic concepts of synoptic meteorology. A manual.

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 (РГГМУ), 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 обозревать погодные условия над обширными географическими районами, принято называть синоптическими (в переводе с греческого «синоптические» и означает «одновременно обозреваемые»). 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 *изаллобары* – 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*.

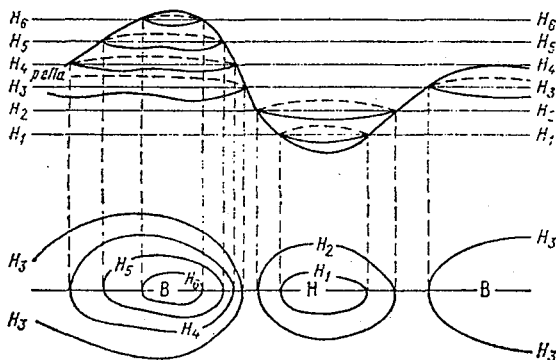


Рис. 1. Пример карты абсолютной топографии поверхности $P = \text{const}$.

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 ПОГОДООБРАЗУЮЩИМИ 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**.

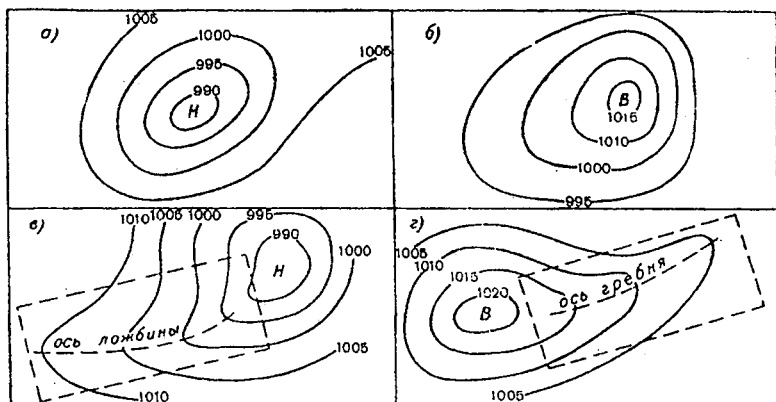


Рис. 2. Барические системы.

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:

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

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°.

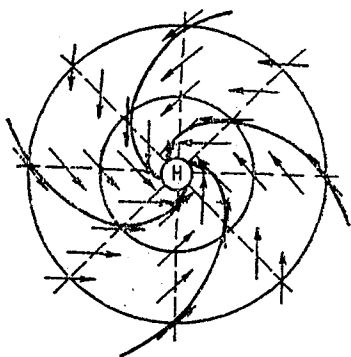


Рис. 3. Поле ветра (вектора ветра и линии тока) у поверхности земли в депрессии (циклоне).

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).

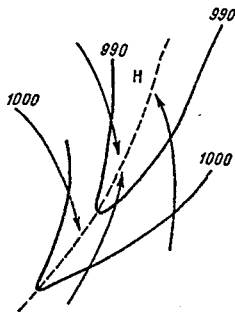


Рис. 4. Поле ветра (линии тока) в ложбине.

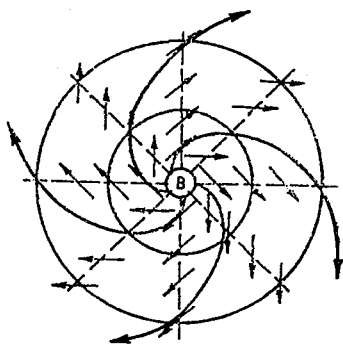


Рис. 5. Поле ветра (вектора ветра и линии тока) у поверхности земли в барическом максимуме (антициклоне).

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.

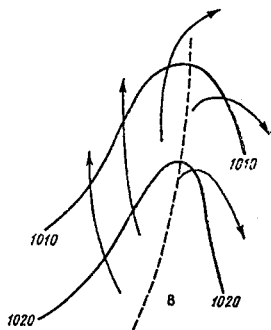


Рис. 6. Поле ветра (линии тока) в гребне.

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.

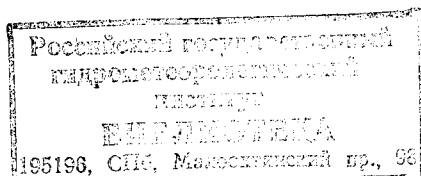
Географическая классификация воздушных масс чаще всего используется при составлении климатических описаний, при анализе отдельных синоптических процессов, обуславливающих появление аномальных погодных условий, как, например, засух, заморозков и т.п.

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 подинверсионные 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.

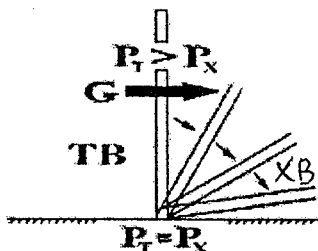


Рис. 7. Изменение угла наклона фронтального слоя в процессе сближения теплой и холодной воздушных масс.

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 ($1-2^\circ/100$ 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).

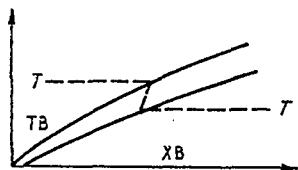


Рис. 8. Схематическое изображение фронтального слоя на вертикальном разрезе.

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.

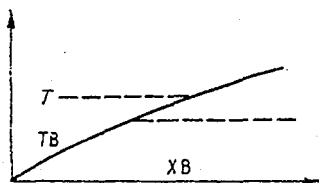


Рис. 9. Схематическое изображение фронтальной поверхности на вертикальном разрезе.

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.

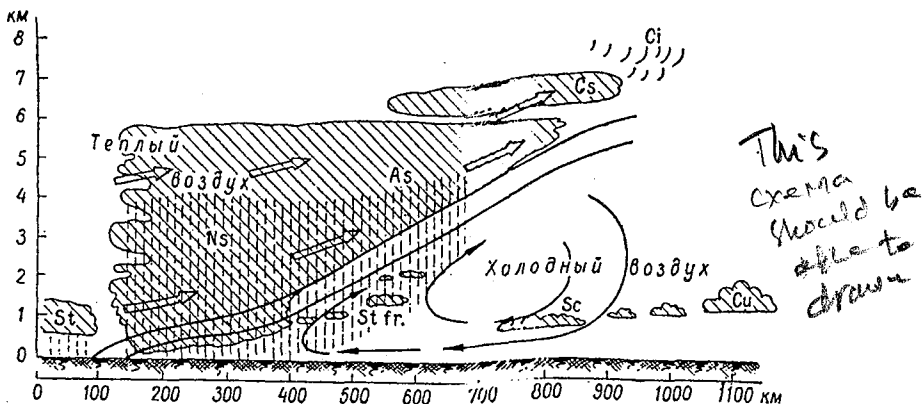


Рис. 10. Вертикальный разрез теплого фронта и его облачной системы.

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.

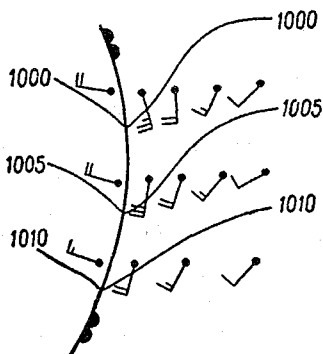


Рис. 11. Поля давления и ветра у поверхности земли в области теплого фронта.

Холодный фронт, смещаясь в сторону теплого воздуха, вынуждает его подниматься вверх. Если фронт смещается медленно – **холодный фронт 1-го рода**, то теплый воздух упорядочено поднимается вдоль верхней границы фронтального слоя, образуя систему облаков, аналогичную системе облаков теплого фронта (рис. 12). С прохождением холодного фронта 1-го рода, – на станции из слоисто-дождевых облаков начинают выпадать обложные осадки, интенсивность которых уменьшается по мере

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.

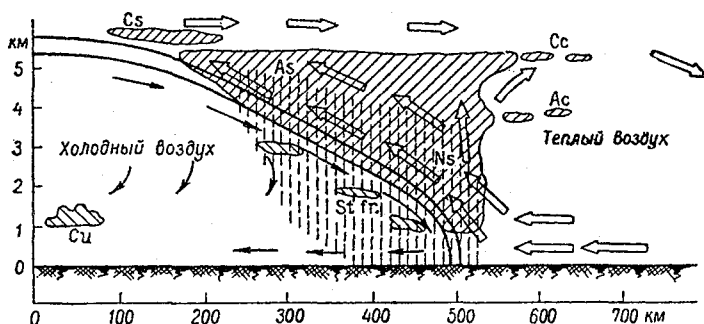


Рис. 12. Вертикальный разрез холодного фронта 1-го рода и его облачной системы.

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.

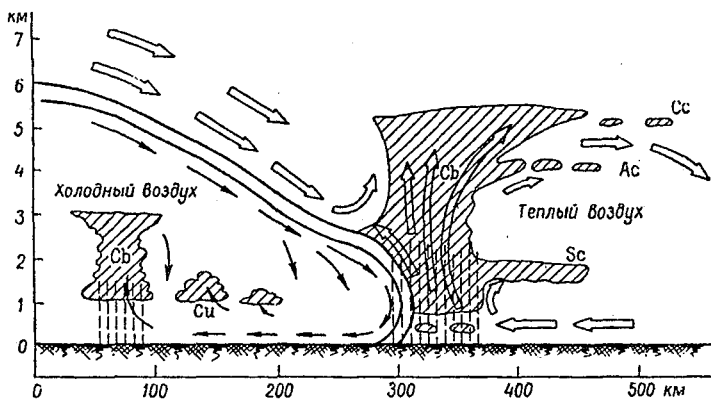


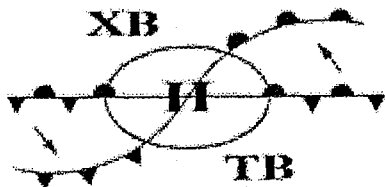
Рис. 13. Вертикальный разрез холодного фронта 2-го рода и его облачной системы.

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 растет.

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

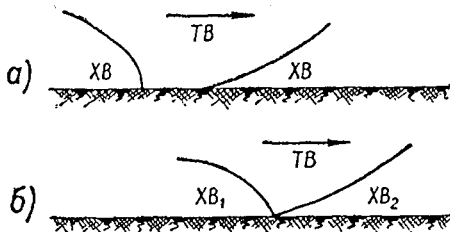
фронта и перемещению теплого воздуха в сторону холодного, т.е. к возникновению теплого фронта.

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 натекать 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*.

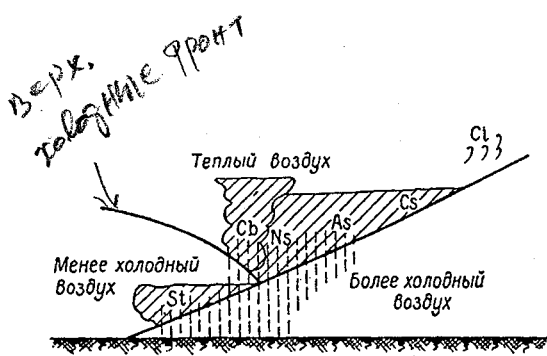


Рис. 16. Вертикальный разрез теплого фронта окклюзии и его облачной системы в средней стадии его эволюции.

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*.

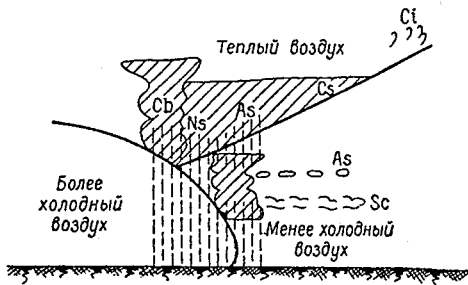


Рис. 17. Вертикальный разрез холодного фронта окклюзии и его облачной системы в средней стадии его эволюции.

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.

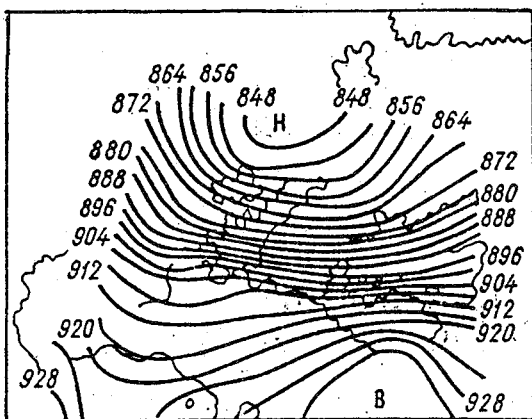


Рис. 18. Высотная фронтальная зона на карте АТ₃₀₀.

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 – изотахи (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.

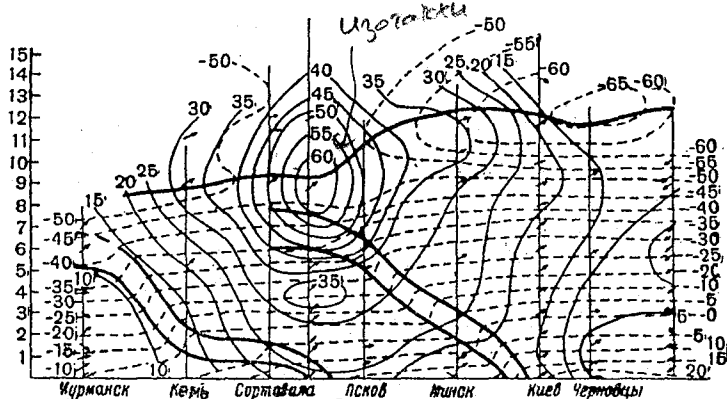


Рис. 19. Вертикальный разрез атмосферы вдоль 30° в.д.

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».

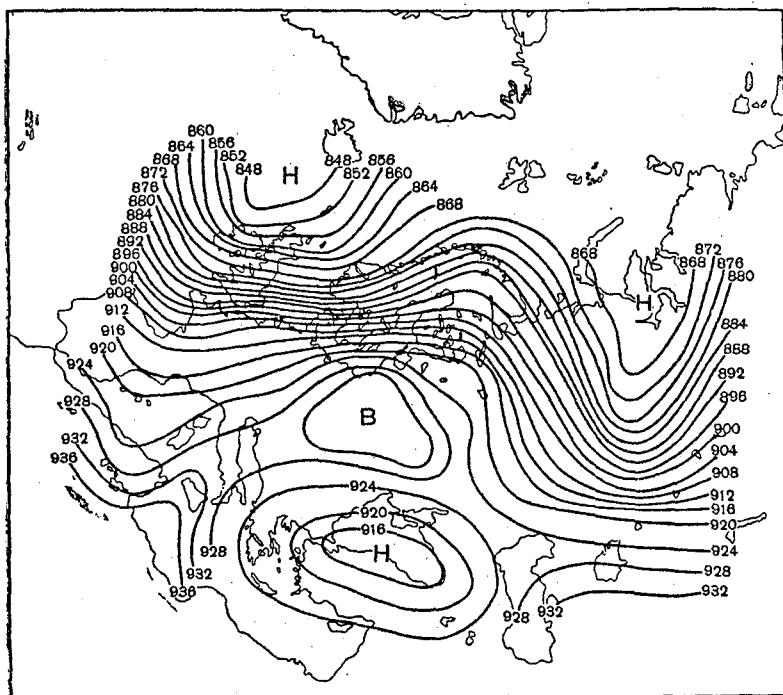


Рис. 20. Две высотные фронтальные зоны, переходящие одна в другую.

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).

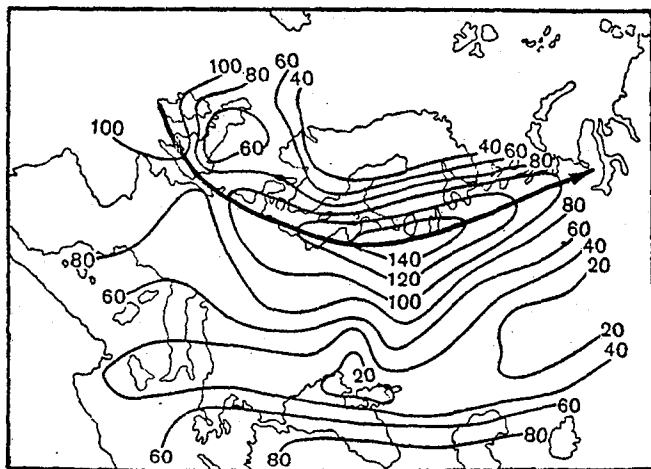


Рис. 21. Карта максимального ветра с проведенной на ней осью струйного течения.

Струйные течения, связанные с тропосферными ВФЗ, классифицируются 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

12/03/2010

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 АТ₈₅₀, вторые – до АТ₇₀₀, и третьи – до АТ₅₀₀ 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-

*всетропические
субтропические*

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° и 20° в северном и южном полушариях. Горизонтальный градиент давления в них намного больше, чем в циклонах умеренных широт. Поэтому скорости ветра в них нередко превышают 80–100 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 расходуется 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.

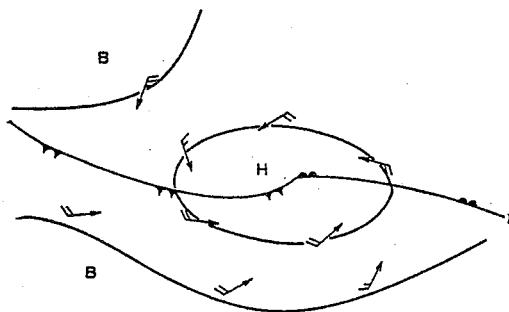


Рис. 22. Фронтальный циклон в стадии волны.

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.

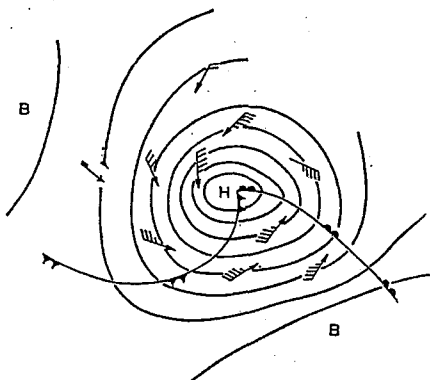


Рис. 23. Фронтальный циклон в стадии молодого циклона.

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 (окклюдивирования) 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 окклюдивирование, циклон еще некоторое время будет продолжать углубляться. Наоборот, при неблагоприятных условиях заполнение циклона начнется с момента начала окклюдивирования.

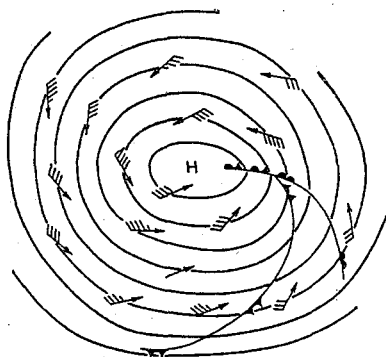


Рис. 24. Фронтальный циклон в стадии окклюдивированного циклона.

В циклоне, находящемся в стадии окклюдивирования, 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 окклюдивирования. 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.

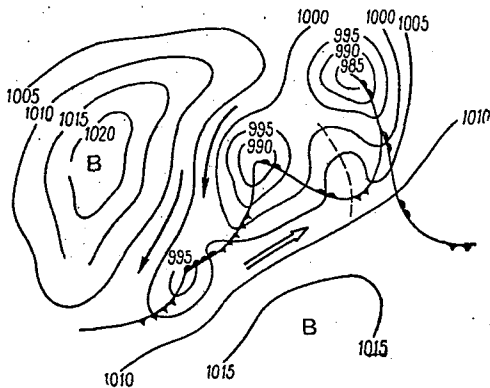


Рис. 25. Серия циклонов.

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 изогидам 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_f меньше скорости геострофического ветра V_g и он отклоняется от изобары в сторону низкого давления. Отклонения V_f от V_g зависит в первую очередь от типа подстилающей поверхности. В формуле, по которой производят переход от скорости геострофического ветра к фактической: $V_f = kV_g$, среднее значение k , полученное в результате обработки больших архивов V_g и наблюдений V_f , на V_d сушей, 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)).

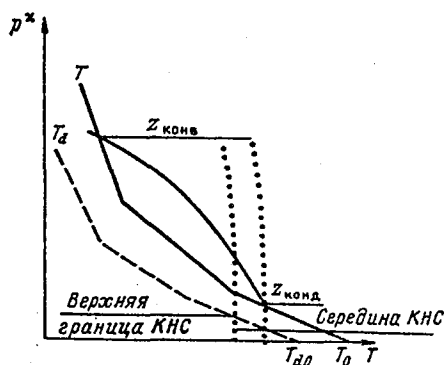


Рис. 26. Определение параметров конвекции

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. Каковы 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.: Гидрометеоздат, 1991
2. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. – Л.: Гидрометеоздат, 1986.
3. *Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1977.
4. Практикум по синоптической метеорологии под ред. проф. В.И. Воробьева. – Л.: Гидрометеоздат, 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: Гидрометеоздат, 1992.
8. *Хандоожко Л.А.* Региональные синоптические процессы. – Л.: ЛГМИ, 1988.
9. *Хандоожко 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

CONTENTS

Foreword	3
introduction	3
1. Original materials used for the analysis of synoptic-scale processes and a short-term weather forecast	8
2. Features of fields of meteorological parameters that are weather-producing factors	11
3. Air masses	15
4. Atmospheric fronts	18
5. High-altitude frontal zones and jet flows	26
6. Cyclones and anticyclones	30
7. The synoptic position and synoptic process	36
8. Short-term weather forecasts	38
Conclusion	43
Questions for self-control	44
References	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 60x90 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
РГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.

Основная цель работы – приобретение навыков в аналитической обработке данных, полученных с помощью системы комплексного температурно-ветрового зондирования атмосферы “Метеорит - МАРЗ”.

Исходные материалы

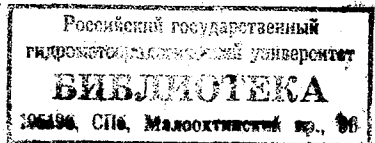
1. Лента регистрации с данными зондирования (или лист задания).
2. Лента СХП (если исходные данные зондирования представлены на ленте регистрации).
3. Бланки таблиц ТАЭ-4б, КАЭ-3, КАЭ-3а и ТАЭ-3.
4. Миллиметровая бумага для построения графиков (размером 550x520мм).

Литература

1. Методические указания по производству радиозондирования атмосферы с помощью малогабаритных радиозондов МАРЗ на наземных и судовых аэрологических станциях. ЦАО, вып.53. - М.: Гидрометеоиздат, моск.отд., 1986.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4, ч.3а. -Л.: Гидрометеоиздат; 1973.
3. Сборник аэрологических кодов.-СПб: Гидрометеоиздат, 1994.

Порядок выполнения

1. Получить индивидуальное задание и необходимый бланковый материал.
2. Изучить раздел “Краткие сведения из теории “ и рекомендуемую литературу.
3. В соответствии с методическими указаниями последовательно произвести расчеты и графические построения.
4. Выполнить анализ полученных данных и составить телеграмму по коду КН-04.
5. Подготовить отчет по выполненной работе.



Содержание отчета

1. Краткие сведения из теории.
2. Исходные данные зондирования.
3. Результаты обработки данных зондирования атмосферы в виде заполненных соответствующих таблиц, построенных графиков и составленной аэрологической телеграммы.

Все записи должны быть выполнены четко и аккуратно.

Краткие сведения из теории.

Малогобаритные аэрологические радиозонды типа МАРЗ разработаны взамен радиозондов типа РКЗ и выполнены на полупроводниковых и интегральных схемах. Радиозонды типа МАРЗ, используемые на аэрологической сети России, имеют следующие модификации: МАРЗ-2-1 и МАРЗ-2-2.

Радиозонды МАРЗ-2 предназначены для преобразования значений основных параметров атмосферы (температура и относительная влажность воздуха) в радиотелеметрический сигнал, принимаемый аэрологической радиолокационной станцией (РЛС), а также для выработки ответного сигнала на запросный радиопульс РЛС. По измеренным координатам радиозондов МАРЗ-2 определяются скорость и направление ветра в атмосфере. Совместно с РЛС "Метеорит" работает радиозонд МАРЗ-2-1, а с РЛС "Метеорит-2" – радиозонд МАРЗ-2-2.

Основные технические характеристики радиозондов МАРЗ

Согласно Техническим условиям радиозонды МАРЗ имеют следующие основные технические характеристики:

Несущая частота приемопередатчика в рабочих условиях применения равна (1782 ± 8) МГц.

Диапазон измерения относительной влажности воздуха от 15 до 98%, в диапазоне изменения температуры от 50 до -40°C .

Диапазон измерения температуры воздуха от 50 до -80°C .

Диапазон изменения опорной частоты $F_{оп}$ в рабочих условиях применения:

(2080 ± 80) Гц для радиозондов МАРЗ-2-1,

(1080 ± 40) Гц для радиозондов МАРЗ-2-2;

Диапазон изменения частоты температуры F_t в рабочих условиях применения от 50 до ($F_{on} - 25$) Гц.

Диапазон изменения частоты относительной влажности в рабочих условиях применения:

от 1400 до ($F_{on} - 20$) Гц для радиозондов МАРЗ-2-1,

от 500 до ($F_{on} - 20$) Гц для радиозондов МАРЗ-2-2;

Длительность паузы в излучении радиозонда:

(65 ± 15) мкс для радиозондов МАРЗ-2-1,

(240 ± 40) мкс для радиозондов МАРЗ-2-2;

Очередность следования частот телеметрического сигнала в одном цикле коммутации: F_{on}, F_b, F_w, F_t ;

Длительность цикла передачи частот телеметрического сигнала каждого канала равна (25 ± 5) с;

Питание радиозондов осуществляется от низковольтной малогабаритной батареи 28 МХМ-0,1 напряжением 28 и 9,5 В;

Продолжительность непрерывной работы радиозонда не менее 120 мин с момента подключения батареи питания;

Масса радиозонда МАРЗ-2, подготовленного к выпуску, должна быть не более 430г;

Габаритные размеры радиозонда МАРЗ-2 - 410 x 170 x 235 мм.

Основные узлы радиозондов МАРЗ и их назначение

Основными узлами радиозонда МАРЗ являются:

- сверхрегенеративный приемопередатчик (V1), имеющий сверхвысокочастотный автогенератор (СВЧ-АГ), генератор суперперирующих импульсов (ГСИ), ключи внешней модуляции и стабилизаторы напряжения и тока;
- антенная система (WA1), состоящая из штыря (вибратора) с емкостной шайбой (WA2) и экрана-противовеса (WA3);
- измерительный преобразователь сопротивление-частота (ПСЧ) на два входа с электронным коммутатором,
- узел (RK1) температуры;

- узел (RP1) влажности.

Совокупность всех узлов, исключая узлы температуры и влажности, является радиоблоком MAP3-2.

В качестве датчика температуры радиозонда MAP3 служит терморезистор ММТ-1, а датчика влажности — мембрана из специальной животной пленки, механически соединенной со специальным реостатом.

Коммутирующая схема электронного коммутатора служит для циклического подключения ко входу ПСЧ только опорного резистора или опорного резистора, соединенного последовательно с узлом температуры или влажности.

Измерительный преобразователь сопротивление-частота представляет собой автоколебательный мультивибратор, вырабатывающий импульсы, частота повторения которых является функцией преобразуемого входного сопротивления.

Сверхрегенеративный приемопередатчик (СПП) состоит из генератора супервизирующих импульсов, сверхвысокочастотного автогенератора, ключей внешней модуляции и совмещает в себе функции передатчика СВЧ, высокочувствительного приемника и активного ответчика на запросные импульсы РЛС. В качестве СВЧ-АГ используется модуль СВЧ М45302.

ГСИ вырабатывает импульсы частотой (800 ± 25) кГц, которые поступают на вход управления СВЧ-АГ.

Для обеспечения стабильной работы схем радиоблока служат стабилизаторы в цепях питания.

Антенная система формирует диаграмму направленности, обеспечивающую функционирование системы радиозондирования "РЛС-MAP3" в рабочих условиях применения радиозондов MAP3.

Конструктивно функциональные узлы радиозонда MAP3-2 смонтированы на двух печатных платах, каждая из которых при помощи двух кронштейнов крепится к противовесу антенной системы.

Корпус, закрываемый крышкой, служит для размещения радиоблока и батареи питания, а также для создания температурного режима, обеспечивающего работоспособность радиоблока MAP3 в рабочих условиях применения.

Принцип действия радиозондов МАРЗ.

С помощью радиозондов МАРЗ-2-1 и МАРЗ-2-2 и наземных аэрологических РЛС типа "Метеорит" и "Титан" производится комплексное температурно-ветровое зондирование атмосферы.

В радиозонде МАРЗ-2 применен электронный коммутатор датчиков температуры, влажности и опорного резистора $R_{оп}$ на входе схемы преобразователя сопротивление-частота.

С выхода ПСЧ телеметрический сигнал поступает на вход сверхвысокочастотного автогенератора и совместно с ГСИ осуществляет с помощью ключей внешней модуляции амплитудно-импульсную модуляцию несущей частоты СВЧ-АГ. Измеренные радиозондом значения основных параметров атмосферы кодируются в соответствующие значения частот повторения импульсов телеметрического сигнала. При этом отрицательные импульсы телеметрического сигнала вызывают появление пауз в излучении СВЧ-АГ.

ГСИ обеспечивает работу СВЧ-АГ в режиме суперрегенеративного ответчика на запросный импульс РЛС. Ответный сигнал радиозонда используется для измерения с помощью РЛС его наклонной дальности.

Сигнал, излучаемый радиозондом, принимается РЛС и используется для осуществления автоматического сопровождения и измерения угловых координат радиозонда, а также регистрации телеметрической информации ($F_{оп}$, F_t , F_w).

Определение температуры и влажности производится по отношению значений F_t и F_w к $F_{оп}$ (Y – параметр для температуры и влажности) с использованием заводских таблиц и коэффициентов статических характеристик преобразования (СХП) радиозонда для температуры и относительной влажности, входящих в комплект поставки радиозонда МАРЗ-2.

Исходные данные.

В процессе зондирования атмосферы данные радиолокационных наблюдений за радиозондом, сведения о величинах частот температуры и влажности, об опорной частоте дискретно печатаются на бумажной ленте во времени. Печать

данных радиолокационного наблюдения осуществляется через каждые 30 с, а частот метеоданных и опорной частоты – через 5 с с циклами, определяемыми электронным коммутатором. В качестве примера на рис.1 представлена часть ленты регистрации для радиозонда MAP3-2-1 между 8 и 10 минутами наблюдения.

010-	032!` `!	013!` `!	0073!` `!	15!	!
				15!	!
				15!	!
				15!	!
				13!	!
009+	032!` `!	013!` `!	0068!` `!	13!	!
				13!	!
				13!	!
				13!	!
				20!	!
009-	033!` `!	012!` `!	0062!` `!	20!	!
				20!	!
				20!	!
				20!	!
				14!	!
				14!	!
008+	034!` `!	011!` `!	0057!` `!	14!	!
			!	14!	!
				14!	!
				15!	!
				15!	!
008-	035!` `!	010!` `!		15!	!
			0032!` `!		!

Рис.1. Часть ленты регистрации для радиозонда MAP3-2-1

Группа цифр у левого края ленты означает время, прошедшее с момента выпуска радиозонда. Тире (-) рядом с крайней правой цифрой группы означает, что отпечатано целое число минут. Знак (+) означает, что к отпечатанному числу минут нужно прибавить 30 с.

Вторая группа цифр в строке означает величину угла места цели (радиозонда) в делениях угломера. Первая цифра означает десятки, вторая - единицы больших делений угломера (1 деление угломера равно 6^0). Третья цифра показывает десятки малых делений угломера. Единицы малых делений угломера определяются по расстоянию между левой базисной отметкой и отметкой, отпечатанной регистрирующей системой при пеленге радиозонда (отметка должна находиться

между базисными отметками). Базисные отметки и отметка регистрации единиц малых делений угломера печатаются правее цифровой группы угла места. Расстояние между базисными отметками должно составлять 10 мм, т.е. 1 мм соответствует одному малому делению угломера (0-01 ду).

Третья группа цифр в строке показывает величину азимута цели (радиозонда) в делениях угломера. Данные азимута регистрируются так же, как данные угла места.

Четвертая группа цифр означает величину наклонной дальности до радиозонда в сотнях метров. Десятки метров определяются по расстоянию между отметкой, отпечатанной регистрирующей системой при пеленге радиозонда, и левой базисной отметкой; 1 мм расстояния соответствует 10 м.

Сведения о частотах температуры и относительной влажности, а также об опорной частоте печатаются в правой части ленты. Значения тысяч и сотен герц печатаются цифрами. Значения десятков и единиц герц определяются по расстоянию между левой базисной линией и соответствующей отметкой. Расстояние между левой и правой базисными линиями должно быть равным 100 мм и соответствовать 100 Гц (100 пауз/с); 1 мм расстояния соответствует тем самым 1 Гц.

Так, например, на рис.1 для 9-й минуты наблюдения приведены следующие значения: угол места – 03-37 ду, азимут – 01-25, наклонная дальность – 6240 м, регистрируемая частота – 2035 Гц (опорная частота).

В состав исходных данных должна входить лента СХП, где представляются статические характеристики преобразования радиозонда для температуры и относительной влажности. В качестве примера в табл.1 приведена лента СХП радиозонда МАРЗ-2-2.

Значения коэффициентов СХП для датчиков температуры и относительной влажности данного радиозонда позволяют вычислить значения температуры и относительной влажности для каждого значения частот F_t или F_u и F_{on} по соответствующим формулам.

Образец ленты СХП радиозонда МАРЗ-2-2.

Содержание этикетки	Пояснение
*****	Начало этикетки
0*2-271008155 *0	Номер радиозонда
1* 30480,0 *1	R_{01} Ом
2* 30480,0 *2	R_{02} Ом
3* 1080 *3	F_{0n} Гц
* *	Данные датчика влажности
* *	
*	
5* 72519 *5	Номер датчика влажности
10* 119,6 *10	Коэффициент K %
11* -7,5 *11	Коэффициент N %/кОм
12* ,00 *12	Коэффициент M %/кОм ²
,9214 100	Характеристики датчика влажности (слева даны значения $y_a = F_d/F_{0n}$, справа - соответствующие значения относительной влажности).
,9140 98	
.....	
,6686 6	
,6647 4	
****	Данные датчика температуры
*	
*	
6* 34965 *6	Номер датчика температуры
7* ,08964 *7	Коэффициент A Ом
8* 4358,58 *8	Коэффициент B °C
9* 91,142 *9	Коэффициент C К
,0410 -90	Характеристики датчика температуры (слева даны значения $y_t = F_d/F_{0n}$, справа - соответствующие значения температуры)
,0457 -88	
.....	
,8971 48	
,9017 50	
*****	Конец этикетки

В последние годы в связи с интенсивным развитием средств вычислительной техники и разработкой автоматизированных систем зондирования атмосферы взамен ленты регистрации все чаще используется компьютерный вариант исходных данных зондирования (табл. 2).

Таблица 2.

Пример компьютерного варианта исходных данных зондирования

002.znd

Данные радиолокационного зондирования за 15-11-93, 12 час

Зонд: 73318 Станция: 26063 Высота станции: 30 м
 Широта: 60° Долгота: -30°

P = 1037.5 гПа T = -7.2°C U = 74 %
 Облачность: 10375 Ветер: 19001 Высота Солнца: 20°
 Поправки к датчикам: Δ T = -0.1°C Δ U = 17 %

* Сертификат*

R01 = 30480 R02 = 30480 F0 = 2080
 A = 0.32306 B = 3840.34 C = 82.075
 K = 120.2 N = -10.1 M = 0.2

T (мин)	У.М.(ДУ)	АЗМ(ДУ)	Дальн(м)	T(мин)	F
0.5	5.97	6.19	1700	0.9	1200
1	6.31	4.07	2800	1.1	1686
1.5	6.81	5.11	5500	1.2	1250
2	7.32	5.31	7300	1.8	1244
2.5	7.51	5.76	9700	1.9	2044
3	8.06	6.34	11400	2.6	1515
4	8.85	7.22	15900	3.1	1217
.....

Из приведенного примера (табл.2) очевидно следует, что это данные радиолокационного зондирования 15.11.93 за срок 12 час. Зондирование выполнялось с помощью зонда N73318 со станции 26063, высота которой над уровнем моря составляет 30 м, географические координаты станции - широта 30° с.ш., долгота 30° в.д. Давление воздуха составляло 1037.5 гПа, температура была равна -7.2°C, а влажность - 74%. В момент выпуска облачность была 10375 (закодирована по коду КН-01), скорость ветра - 1 м/с, а его направление - 190°. Высота Солнца, определенная для данного выпуска в соответствии с действующим Наставлением [2], составляла 20°. Поправки по результатам контрольной выдержки радиозонда составили -0.1°C для датчика температуры и 17% для датчика относительной

влажности (в настоящее время в соответствии с действующим Наставлением они не учитываются при обработке данных радиозондирования). Далее представлены коэффициенты СХП и исходные результаты радиозондирования.

В левой части таблицы приводятся данные радиолокационного определения координат радиозонда - угла места (УМ.), азимута (АЗМ) в делениях угломера (ДУ) и наклонной дальности (Дальн.) в метрах (м) для определенных моментов времени (T) в минутах.

В правой части таблицы представлена телеметрическая информация - определенные частоты (F) для некоторых моментов времени (T). Это могут быть частоты F_b , F_u или $F_{оп}$, определенные для моментов резкого изменения соответствующих частот: для датчика температуры могут определяться и дополнительные частоты исходя из требования, чтобы временной интервал для измеряемой частоты не превосходил 1.5 мин. Зная возможные диапазоны изменения частот телеметрического канала для зондов МАРЗ-2, идентификация частот, как правило, не вызывает трудностей.

Обработка результатов радиозондирования

Обработка данных радиозондирования состоит из двух основных частей: обработки радиоветровых наблюдений и обработки данных радиотелеметрического канала.

Обработка радиоветровых наблюдений.

Обработку радиоветровых наблюдений следует выполнять в следующей последовательности.

Для обрабатываемых моментов времени (через 0.5 мин до 3-ей мин включительно; через 1 мин с 3-ей до 10-й мин; через 2 мин с 10-й мин) с ленты регистрации или с компьютерного варианта задания записать в бланк КАЭ-3 соответствующие значения угла места (δ), азимутального угла (α) и наклонной дальности (D_i). При отсутствии для каких то моментов времени координат радиозонда, записывать то, что реально есть в выданном задании.

По записанным в бланке КАЭ-3 координатам δ_i и D_i вычисляют высоту радиозонда над поверхностью земли $(H_{н.з.})_i$ по формуле:

$$(H_{н.з.})_i = D_i \sin(\delta_i \cdot 6) + 0.5887 \cdot 10^{-7} \cdot D_i^2, \quad (1)$$

где наклонная дальность (D_i), берется в метрах, а угол места (δ_i) - в делениях угломера (ДУ). Обычно поправку на рефракцию радиоволн (второе слагаемое в правой части выражения (1) следует рассчитывать, начиная с наклонной дальности (D_i), равной 20000 м. Вычисленные значения $(H_{н.з.})_i$, округленные до 10 м, записывают в соответствующую графу бланка КАЭ-3.

Определяют высоту радиозонда над уровнем моря (H_i), прибавляя к значениям $(H_{н.з.})_i$ высоту станции над уровнем моря (H_0). Полученные значения высот наносят на график зависимости высоты H от времени t в масштабе: по вертикали - 1 см ~ 200 м; по горизонтали - 1 см ~ 2 мин. Нанесенные точки соединяют отрезками прямых линий, осредненными примерно по 10-минутным интервалам. Отклонения реальных значений H_i от построенного графика не должны превышать 100 м до высоты 5 км, 200 м на высотах от 5 до 10 км и 300 м на высотах свыше 10 км.

По измеренным значениям угла места (δ_i), азимутального угла (α_i) и наклонной дальности (D_i) для соответствующих интервалов времени (t_i, t_{i-1}) следует определить значения скорости ($V_{i,t-1}$) и направления ($d_{i,t-1}$) ветра. Для этого можно использовать следующие соотношения:

$$X_i = D_i \cos(\delta_i \cdot 6) \cdot \cos(\alpha_i \cdot 6),$$

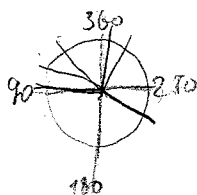
$$Y_i = D_i \cos(\delta_i \cdot 6) \cdot \sin(\alpha_i \cdot 6), \quad (2)$$

$$V_{i,t-1} = \frac{\sqrt{(X_i - X_{i-1})^2 + (Y_i - Y_{i-1})^2}}{60(t_i - t_{i-1})}, \quad (3)$$

$$d_{i,t-1} = 180^\circ + \alpha_{i,t-1}, \quad \text{если } \Delta X > 0, \Delta Y > 0,$$

10 10 = cel

$$\frac{2267,55 + 453,13}{30} = 9,5$$



$$d_{i,t-1} = a_{i,t-1},$$

$$d_{i,t-1} = 360^\circ - a_{i,t-1},$$

$$d_{i,t-1} = 180^\circ - a_{i,t-1},$$

$$a_{i,t-1} = \text{arc tg} \left(\frac{Y_i - Y_{i-1}}{X_i - X_{i-1}} \right) \quad (5)$$

$$\text{если } \begin{matrix} S_R & S_r \\ \Delta X < 0, \Delta Y < 0, \end{matrix} \quad (4)$$

$$\text{если } \Delta X < 0, \Delta Y > 0,$$

$$\text{если } \Delta X > 0, \Delta Y < 0.$$

Полученные значения скорости и направления ветра записывают в соответствующие графы бланка КАЭ-3 в строку, соответствующую концу обрабатываемого интервала времени, т.е. моменту времени t_i .

Осуществляют привязку полученных ветровых характеристик к высоте. При этом найденные значения скорости и направления ветра обычно относят к высоте середины слоя, пройденному радиозондом за соответствующий интервал времени. Последняя определяется по построенному графику $H(t)$ для момента времени, равному среднему значению из двух соседних обрабатываемых моментов времени. Найденные значения высот записывают в графу "Высота середины слоя над уровнем моря" бланка КАЭ-3 (графу "Высота середины слоя над поверхностью земли" можно не заполнять).

Полученные значения скорости и направления ветра, отнесенные к высотам середины слоев, наносят на график, который строится в масштабе: по вертикали - 1 см ~ 1 км; по горизонтали - 1 см ~ 2 м/с, 1 см ~ 10° . Все нанесенные точки соединяют непрерывными ломаными линиями.

С построенных графиков снимают значения скорости и направления ветра на стандартных высотах, изобарических поверхностях, высотах особых точек, уровнях наибольшей скорости ветра и максимальной скорости ветра.

В основу критерия для выбора особых точек ветра положена возможность восстановления по этим точкам кривой изменения с высотой направления ветра с точностью до 10° ; скорости ветра до 5 м/с. Особыми точками ветра являются начальная и конечная высота подъема, уровень максимальной скорости ветра, границы пропуска в наблюдениях. Дополнительно на построенных кривых изменения ветра с высотой намечают предполагаемые особые точки, где наблюдается значительный излом кривых. Затем последовательно, в порядке возрастания высоты, исследуют каждую предполагаемую особую точку. Для этого

соединяют прямой две соседние с исследуемой точки: нижележащую, уже выбранную особую точку, и вышележащую предполагаемую особую точку. На этой прямой на уровне исследуемой точки определяют линейно интерполированное значение скорости или направления ветра. Исследуемую точку включают в число особых, если:

- линейно интерполированное значение скорости ветра отличается от действительного более чем на 5 м/с;
- линейно интерполированное значение направления ветра отличается от действительного более чем на 10^0 .

Найденные значения скорости и направления ветра на стандартных высотах, стандартных изобарических поверхностях, высотах особых точек записывают в соответствующие графы бланка КАЭ-3а.

Обработка данных радиотелеметрического канала радиозонда МАРЗ-2

Сущность обработки данных радиотелеметрического канала радиозонда МАРЗ-2 заключается в следующем:

- 1) дешифровке сигналов, т.е. переходе от измеренных и зарегистрированных на ленте частот метеовеличин (либо заданных в компьютерной таблице исходных данных) непосредственно к значениям температуры и относительной влажности;
- 2) построении графических зависимостей, удобных в дальнейшем для определения метеовеличин на любой высоте;
- 3) использовании полученных данных для расчета давления воздуха по известной барометрической формуле;
- 4) составлении итоговых таблиц зондирования, контроле полученных данных и кодировании полученной информации с помощью соответствующих кодов.

Учитывая особенности конструкции радиозонда МАРЗ-2, можно рекомендовать следующий порядок обработки.

Если исходные данные представлены на ленте регистрации (рис.1), то по дискретно напечатанным на ленте частотам температуры (F_t) и относительной влажности (F_v) вычерчивают непрерывные кривые изменения этих частот во

времени; при этом для частот температуры обычно используют синий цвет, а для частот относительной влажности - красный.

На проведенных кривых намечают точки для обработки. В обработку включают точки регистрации частоты температуры и относительной влажности, в которых изменяется наклон кривой (точки излома). В обработку сигналов температуры в тропосфере обязательно включают границы участков с постоянным или увеличивающимся во времени значением частоты температуры (границы слоев изотермии и инверсии) независимо от продолжительности этих участков. Если указанных точек мало, в обработку включают дополнительные точки с таким расчетом, чтобы в обработку сигналов температуры были взяты точки не реже, чем через 1.5 мин. В стратосфере интервалы между обрабатываемыми точками температуры не должны быть более 2 мин.

Через выбранные точки проводят синхронные (горизонтальные) линии.

Определяют частоты температуры (F_t) и относительной влажности (F_w), соответствующие выбранным для обработки точкам, а также значения опорной частоты (F_{on}), ближайšie к этим точкам. Найденные значения частот и соответствующие им моменты времени, определенные с помощью синхронных линий, записывают, используя указанные цвета, на ленте регистрации. При этом, если, например, в момент времени 1.6 мин была найдена частота температуры, равная 1751 Гц, то на ленте регистрации следует синим цветом записать число 01601751. Для записи расшифрованных значений опорной частоты обычно используется черный цвет. Именно эти данные и содержатся, собственно говоря, на компьютерном варианте задания исходных данных (табл.2). Правда, могут возникнуть определенные трудности в идентификации записанных значений частот, однако, зная тип радиозонда MAP3-2 и характерные диапазоны изменения частот метеовеличин, решение этой задачи выполняется достаточно успешно.

Используя коэффициенты СХП, можно определить соответствующие значения температуры и относительной влажности с помощью следующих формул:

6083 140,5¹⁷

$$t = \frac{\ln \left[\frac{F_{оп} \cdot R_{01} - R_{02}}{F_u} \right]}{0,027} - 273,5 \quad (6)$$

$R_{01} = 30480$
 $R_{02} = 30480$

$$u = K + N \left(\frac{F_{оп} \cdot R_{01}}{F_u} - R_{02} \right) \cdot 10^{-3} + \left(\frac{F_{оп} \cdot R_{01}}{F_u} - R_{02} \right)^2 \cdot 10^{-6} \quad (7)$$

Найденные значения температуры и относительной влажности записывают на ленте регистрации для соответствующего момента времени или рядом с использованным значением метеорологической частоты в бланке компьютерного задания исходных данных.

Полученные значения температуры следует исправить на величину радиационной поправки по табл. 3 в зависимости от высоты зонда и высоты Солнца. Если высота Солнца неизвестна, ее следует найти по табл. 4 для местного среднего солнечного времени, соответствующего середине подъема радиозонда и определенной дате зондирования. Высоту Солнца находят на пересечении строки, соответствующей дате выпуска, с графикой, соответствующей среднему времени подъема радиозонда. В том случае, когда среднее время (местное среднее солнечное) подъема не равно целому часу, высоту Солнца вычисляют путем линейной интерполяции между значениями высоты Солнца для целых часов. Следует учитывать при этом, что табл. 4 соответствует широте места наблюдения, равной 60° с.ш.

Таблица 3.

Радиационные ошибки Δt радиозонда МАРЗ-2

H	Высота Солнца h_0^0										
	км	-1	0	5	10	15	20	25	30	40	50
1					0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.5	
5				0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	
10			0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	0.8	0.9	
11			0.3	0.4	0.5	0.7	0.7	0.8	0.9	1.0	
12			0.3	0.4	0.6	0.8	0.8	0.8	1.0	1.2	
13		0.3	0.4	0.5	0.7	0.9	0.9	0.9	1.2	1.3	
14		0.3	0.4	0.5	0.8	1.0	1.1	1.1	1.4	1.5	
15		0.3	0.5	0.6	0.8	1.0	1.2	1.3	1.6	1.8	
16	0.3	0.4	0.5	0.6	0.9	1.2	1.4	1.6	1.7	1.8	
17	0.3	0.4	0.5	0.7	0.9	1.2	1.5	1.7	1.9	1.9	
18	0.3	0.4	0.6	0.8	1.0	1.3	1.6	1.8	2.0	2.1	
19	0.3	0.4	0.6	0.9	1.1	1.5	1.8	2.0	2.2	2.3	
20	0.3	0.4	0.7	1.0	1.2	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	

Полученные в процессе обработки исходных данных радиозондирования значения температуры и относительной влажности наносят на ранее построенный (при обработке ветра) график зависимости высоты подъема радиозонда, для чего следует построить две вертикальные оси: температуры - в масштабе 1 см $\sim 2^{\circ}\text{C}$ (значения температуры должны убывать ввѣрх по оси) и относительной влажности - в масштабе 1 см $\sim 10\%$. Все нанесенные точки соединяют непрерывными ломаными линиями (кривые температуры и относительной влажности). Следует обратить особое внимание на характер полученной кривой температуры: на ней не должно быть очень резких изменений температуры (более 10°C) за достаточно короткие временные интервалы, если такие случаи есть, то их необходимо исключить из дальнейшего рассмотрения.

Таблица 4.

Высота Солнца для широты 60°.

Дата		Время, час.											
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
январь	1-10									-7	-1	3	6
	11-20									-6	1	6	9
	21-30									-5	1	6	9
февраль	31-9								-10	-3	3	8	12
	10-19								-7	0	6	11	15
	20-1							-11	-4	3	9	14	18
март	2-11							-8	-1	6	13	18	21
	12-21						-12	-4	3	10	16	21	24
	22-31						-8	-1	6	14	20	25	28
апрель	1-10					-11	-4	3	11	19	25	30	33
	11-20					-7	0	8	15	22	29	34	37
	21-30				-10	-4	3	10	18	25	32	37	40
май	1-10				-6	0	6	13	21	28	35	40	43
	11-20			-9	-4	2	8	15	23	30	37	42	46
	21-30			-6	-1	4	10	17	25	32	39	44	48
июнь	31-9		-6	-4	0	6	12	19	27	34	41	46	50
	10-19		-5	-3	1	6	13	20	27	35	42	47	51
	20-29	-12	-5	-3	1	7	13	20	28	35	42	48	52
июль	30-9	-13	-6	-4	1	6	12	20	27	34	41	47	51
	10-19			-5	0	5	11	19	26	33	40	47	50
	20-29			-6	-2	3	10	17	24	31	38	45	48
август	30-8			-8	-4	1	8	15	22	30	37	43	46
	9-18				-7	-1	6	13	20	28	34	40	44
	19-28				-9	-3	3	11	18	26	32	37	41
сентябрь	29-7					-6	1	8	15	23	29	34	38
	8-17					-8	2	5	13	20	26	31	35
	18-27						-5	2	10	16	22	28	31
октябрь	28-7						-8	0	7	14	20	24	27
	8-17						-11	-4	4	11	16	21	24
	18-27							-7	1	7	13	17	20
ноябрь	28-6							-9	-2	4	10	14	15
	7-16								-6	1	6	10	12
	17-26								-8	-1	4	8	10
декабрь	27-6								-10	-4	2	6	8
	7-16									-5	0	4	6
	17-26									-6	-1	3	5
27-31										-7	-1	3	5

С построенных графиков для моментов времени, соответствующих стандартным высотам подъема радиозонда, снимают значения температуры и относительной влажности. Полученные данные записывают в табл. ТАЭ-46.

Вычисляют среднюю температуру и среднюю относительную влажность слоя между стандартными высотами, записывая найденные значения в соответствующие ячейки ТАЭ-46.

Определяют среднюю виртуальную температуру слоя (\bar{t}_v) в $^{\circ}\text{C}$, используя следующее выражение:

$$\bar{t}_v = \bar{t} + (\bar{t} + 273.15) \cdot 0.37942 \frac{e}{p - e}, \quad (8)$$

$$e = \frac{\bar{u}}{100} \cdot 6.1 \cdot 10^{7.5\bar{t} / (237.3 + \bar{t})},$$

где \bar{t} - средняя температура слоя, \bar{u} - средняя относительная влажность слоя, \bar{p} - давление по стандартной атмосфере, соответствующее середине рассматриваемого слоя.

Для определения реального давления воздуха на стандартных высотах (P) следует использовать барометрическую формулу вида

$$P = P_0 \exp \left[- \frac{g \Delta h}{R \cdot (\bar{t}_v + 273)} \right], \quad (9)$$

где $R = 287.052$ Дж/кг·К - удельная газовая постоянная сухого воздуха, $g = 9.81$ м/с² - ускорение свободного падения, P_0 - давление на исходном уровне, Δh - толщина рассматриваемого слоя. Обычно берут слои стандартной толщины, соответствующей перепаду стандартных высот.

Вычисленные значения давления воздуха на стандартных высотах следует записать в соответствующие ячейки таблицы ТАЭ-46.

Определение высоты стандартных изобарических поверхностей 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200 и 100 ГПа производится по следующей формуле:

$$H_p = \bar{h} + \frac{(\bar{t}_v + 273.15)}{s} \ln \frac{P_h}{P}, \quad (10)$$

где H_p - высота стандартной изобарической поверхности P , P_h - давление воздуха на ближайшей стандартной высоте h - константа, равная 0.0341677, если используются значения высоты h в м.

Для изобарических поверхностей до 500 гПа расчет высоты производится с точностью до 1 м, а выше - с точностью до 10 м.

Если наземное давление оказалось ниже 1000 гПа, то следует расчет высоты изобарической поверхности 1000 гПа (H_{1000}) выполнить, используя следующее выражение:

$$H_{1000} = \frac{(t_{v0} + 273.15) + 0.00632h_0}{0.0341632} \cdot \ln\left(\frac{P_0}{1000}\right) + h_0, \quad (11)$$

где t_{v0} - виртуальная температура воздуха на поверхности земли (в $^{\circ}\text{C}$), P_0 - давление воздуха на поверхности земли, h_0 - высота станции над уровнем моря.

Вычисленные значения высот стандартных изобарических поверхностей и снятые с графика обработки данных радиозонда МАРЗ-2 для этих высот величины температуры и относительной влажности следует записать в бланк ТАЭ-46.

Для стандартных изобарических поверхностей следует вычислить еще и дефицит точки росы (D), который может быть найден следующим образом:

$$t_d = t - D, \quad (12)$$

$$D = t - \alpha \frac{A}{B}, \quad (13)$$

где t - температура воздуха, t_d - температура точки росы в $^{\circ}\text{C}$, u - относительная влажность воздуха,

$$A = \beta + \gamma(\alpha + t) \ln\left(\frac{u}{100}\right), \quad B = \alpha\beta - \gamma(\alpha + t) \ln\left(\frac{u}{100}\right), \quad (14)$$

$$\alpha = 241.9; \beta = 7.6326; \gamma = 0.43429.$$

Теперь следует определить наличие уровня тропопаузы и его высоту. Тропопауза определяется как первый уровень, лежащий не ниже изобарической поверхности 500 гПа, между которым и всеми более высокими уровнями в слое толщиной не менее 2 км средний вертикальный градиент температуры не превышает $2^{\circ}/\text{км}$. Тропопаузу определяют, анализируя кривую температуры на графике обработки подъема радиозонда. Намечают предполагаемый уровень тропопаузы, а затем исследуется, удовлетворяет ли этот уровень критериям выбора тропопаузы. Для этого на кривой высоты находят момент времени,

соответствующий верхней границе 2-километрового слоя выше предполагаемого уровня тропопаузы. Для этого момента времени наносят точку с температурой на 4° ниже температуры на уровне предполагаемой тропопаузы. Нанесенная точка соединяется пунктирной линией с точкой температуры на уровне предполагаемой тропопаузы. Эта линия называется демаркационной и по смыслу построения отделяет зону кривой температуры со средним вертикальным градиентом больше $2^{\circ}/\text{км}$ от зоны со средним вертикальным градиентом, равным и меньшим $2^{\circ}/\text{км}$.

Если демаркационная линия, не пересекая кривую температуры, располагается выше и левее ее или совпадает с кривой температуры полностью или частично, то в этом случае средний вертикальный градиент температуры между предполагаемым уровнем тропопаузы и любым уровнем в пределах 2 км выше тропопаузы будет равен или меньше $2^{\circ}/\text{км}$, а предполагаемый уровень будет искомым уровнем тропопаузы. Если же демаркационная линия пересекает кривую температуры или проходит ниже и правее ее, то предполагаемый уровень не будет уровнем тропопаузы. В этом случае описанную процедуру поиска тропопаузы следует повторить для других вышележащих предполагаемых уровней тропопаузы.

Весьма важное значение при обработке данных радиозондирования является нахождение высот особых точек температуры и относительной влажности.

Особыми точками температуры являются уровень станции, конечная высота зондирования по температуре, уровень тропопаузы, нижняя и верхняя границы слоев температурной инверсии в тропосфере, нижняя и верхняя границы слоев изотермии в тропосфере продолжительностью свыше 30 с, уровни резких изломов кривой температуры, удовлетворяющие критериям выбора особых точек температуры.

Особыми точками относительной влажности являются границы слоя (уровень) со значением относительной влажности, равным 100%, уровни резких изломов кривой относительной влажности, удовлетворяющие критерию выбора особых точек влажности.

В основу критерия выбора особых точек положена возможность восстановления по данным особых точек, включаемых в телеграмму, кривой температуры с точностью до 1°C в тропосфере и до 2°C в стратосфере; кривой влажности - с точностью до 15%.

Выбор особых точек температуры и особых точек влажности производят независимо по кривым, построенным на графике обработки подъема радиозонда.

На кривых температуры и влажности одними условными значками (обычно кружками) отмечают точки, являющиеся априори особыми, и другими значками, отличными от первых (галочками), предполагаемые особые точки, т.е. точки изломов кривой, соответствие которых критерию особых точек нужно установить. Затем последовательно в порядке возрастания высоты исследуют каждую предполагаемую особую точку. Для этого на уровне предполагаемой особой точки определяют разность измеренной и линейно интерполированной температуры (влажности). При этом линейную интерполяцию температуры (влажности) производят между значениями температуры (влажности) в соседних двух точках: в нижележащей, уже выбранной особой точке (начиная всегда с уровня станции) и вышележащей предполагаемой (или априори) особой точке.

Практически интерполяцию осуществляют графическим способом. Соединяют пунктиром две соседние с исследуемой особой точки: нижележащую, уже выбранную, и вышележащую предполагаемую (или априори) особую точку. Исследуемую точку включают в число особых точек температуры (влажности), если разность между измеренной температурой (влажностью) и отсчитанной по пунктирной прямой больше 1°C в тропосфере и 2°C в стратосфере (для относительной влажности 15% во всем исследуемом слое).

Найденные особые точки по температуре и относительной влажности в порядке возрастания высоты следует записать в таблицу ТАЭ-46.

Расчет давления на уровне особых точек (и уровне тропопаузы) можно выполнить по следующей формуле:

$$P_i = P_h \exp \left[\frac{s(h_i - h)}{t_v + 273.15} \right], \quad (15)$$

где h_i - высота особой точки, а P_i - давление на ее уровне; h - ближайшая стандартная высота, расположенная ниже особой точки, P_h - давление на ней;

t_v - виртуальная температура слоя между стандартными высотами, где располагается найденная особая точка.

Для найденных особых точек по температуре и относительной влажности следует также определить значения температуры и относительной влажности, сняв

20/1/80

их с графика обработки подъема радиозонда, дефицита точки росы, рассчитав его по описанной выше методике. Найденные значения указанных метеорологических величин для уровней особых точек следует записать в соответствующие ячейки таблицы ТАЭ-46.

Используя формулу (15), следует определить давление и на уровне особых точек по ветру; полученные результаты необходимо записать в бланк КАЭ-3а.

Результаты комплексного температурно-ветрового зондирования записывают в таблицу ТАЭ-3. Запись осуществляют по уровням в порядке возрастания высоты.

В ТАЭ-3 включают следующие уровни: высоту станции над уровнем моря; изобарические поверхности, входящие в телеграмму, особые точки; уровни 0,3, 0,6 и 0,9 км над поверхностью земли; уровень тропопаузы; стандартные высоты; уровень максимальной скорости ветра, максимальную высоту зондирования.

Заглавную часть таблицы ТАЭ-3 заполняют в соответствии с названием граф.

В графу H записывают высоту в километрах над уровнем моря с двумя десятичными знаками, высоты изобарических поверхностей 1000, 850 и 700 гПа - с тремя десятичными знаками.

В графе P приводят давление с той точностью, с которой оно вычислялось при обработке.

В графе t указывают температуру в градусах Цельсия с десятичными долями.

В графу u записывают значения относительной влажности в процентах.

В графах d и v помещают данные о направлении (в градусах) и скорости (в м/с) ветра, соответственно.

В графе t_d указывают значение температуры точки росы с десятичными долями градуса на уровнях изобарических поверхностей и особых точек температуры и относительной влажности.

При составлении таблицы ТАЭ-3 вычисляют вертикальный градиент температуры γ и вертикальную скорость подъема радиозонда w .

Вертикальный градиент температуры рассчитывают для слоев, ограниченных либо двумя особыми точками температуры, либо одной особой точкой температуры и соседней стандартной высотой, либо двумя стандартными высотами. Если толщина слоя между особой точкой и стандартным уровнем составляет 200 м или меньше, градиент вычисляют, пропустив этот стандартный уровень. Верхней

границей слоя в этом случае будет или вышележащая особая точка, или следующий стандартный уровень. Между двумя особыми точками температуры (включая и высоту станции над уровнем моря) градиент рассчитывают при любой толщине слоя.

Вычисление вертикального градиента температуры в заданном слое производят с точностью $0.01^{\circ}/100\text{м}$ путем деления разности температур на границах слоя на разность высот, выраженную в сотнях метров. Знак градиента зависит от распределения температуры по высоте: если температура с высотой понижается, градиент положительный; если же температура с высотой повышается, то градиент отрицательный (перед ним ставят знак минус).

Вычисленное значение вертикального градиента температуры записывают в графу γ на высоте, являющейся верхней границей данного слоя.

Вертикальная скорость подъема радиозонда в слоях вычисляется за 10-минутные интервалы времени путем деления разности высот в метрах на разность соответствующих моментов времени в минутах. Точность вычисления 1 м/мин.

В таблицу ТАЭ-3 вычисленную вертикальную скорость записывают в графу w на стандартной высоте, ближайшей к верхней границе соответствующего слоя.

Критический просмотр результатов радиозондирования

Критический просмотр результатов наблюдений включает в себя следующие основные виды контроля.

1. Проверку правильности построения кривых сигналов (частот) на ленте регистрации (если она дана в виде исходных материалов для работы) и их расшифровки (как для ленты регистрации, так и для компьютерного варианта задания исходных данных).

Проверяют правильность построения кривых сигналов (частот) на ленте регистрации (если она дана) путем анализа изменения частот в каждом цикле измерений. При этом обращают внимание на правильность интерполяции значений опорной частоты между циклами измерений для моментов обрабатываемых точек, на правильность определения достоверных частот, имея в виду, что переходные точки в цикле измерений частот могут быть ошибочными. В числе взятых в

обработку точек температуры (относительной влажности) должны быть все точки, необходимые для того, чтобы с минимальной погрешностью перенести на график обработки результаты измерений температуры и влажности. Контролируется правильность введения радиационной поправки.

2. Проверку правильности выбора особых точек и уровня тропопаузы.

Здесь следует особенно внимательно проанализировать изменения значений температур в зависимости от высоты с целью выявления аномальных их значений, обращая внимание на сходимости значений температуры на близких уровнях изобарических поверхностей и особых точек.

3. Анализ результатов обработки данного зондирования на изобарических поверхностях с данными стандартной атмосферы.

Результаты обработки на изобарических поверхностях проверяют путем качественного сопоставления высот изобарических поверхностей и температуры на них данным стандартной атмосферы.

Анализируются значения скорости и направления ветра на уровнях высот изобарических поверхностей, обращая внимание на их резкие изменения; при наличии резких изменений необходимо проверить их согласованность с ходом изменения координат на ленте регистрации РЛС либо в компьютерном задании.

Составление телеграммы с данными зондирования атмосферы по коду КН-04

Передача результатов радиозондирования осуществляется в закодированном виде в виде телеграмм. Кодирование осуществляется с помощью кода КН-04 [3].

Кодовая структура телеграммы представлена в табл. 5. Рассмотрим особенности кодирования данных радиозондирования.

Часть А

Раздел 1. Сведения о месте и времени наблюдений.

Группа ТГАА - буквенный указатель кодовой формы и ее части.

Группа YGGI_d: YY - число месяца, GG - срок наблюдения по МСВ, округленное до целых часов, I_d - указатель последней стандартной изобарической поверхности, для которой в сводку включены данные о ветре; кодируется следующим образом:

Стандартная изобарическая поверхность	1000	925	850	700	-----	500	400	300	200 или 250	100 или 150
Кодовая цифра I _d	0	9	8	7	6	5	4	3	2	1

Группа Iiii - индекс стационарной наземной аэрологической станции, аэрологическая станция "Воейково" имеет индекс 26063.

Таблица 5.

Кодовая форма

Часть А	
Раздел 1.	TTAA YGGI _d Iiii
Раздел 2.	99P ₀ P ₀ P ₀ T ₀ T ₀ T ₀ D ₀ D ₀ d ₀ d ₀ f ₀ f ₀ P ₁ P ₁ h ₁ h ₁ h ₁ T ₁ T ₁ T ₀₁ D ₁ D ₁ d ₁ d ₁ f ₁ f ₁
Раздел 3.	P _n P _n h _n h _n h _n T _n T _n T _{nm} D _n D _n d _n d _n f _n f _n 88P _n P _n P _n T _n T _n T _{0n} D _n D _n d _n d _n f _n f _n или 88999
Раздел 4.	77P _m P _m P _m d _m d _m f _m f _m (4v ₀ v ₀ v ₀) или 66P _m P _m P _m или 77999
Часть В	
Раздел 1.	TTVV далее как в части А.
Раздел 5.	00P ₀ P ₀ P ₀ T ₀ T ₀ T ₀ D ₀ D ₀ n ₁ n ₁ P ₁ P ₁ P ₁ T ₁ T ₁ T ₀₁ D ₁ D ₁ n _n n _n P _n P _n P _n T _n T _n T _{nm} D _n D _n
Раздел 6.	21212 00P ₀ P ₀ P ₀ d ₀ d ₀ f ₀ f ₀ n ₁ n ₁ P ₁ P ₁ P ₁ d ₁ d ₁ f ₁ f ₁ n _n n _n P _n P _n P _n d _n d _n f _n f _n
Раздел 8.	41414 N _n C _L hC _M C _N

Раздел 2. Данные наблюдений у поверхности земли и на стандартных изобарических поверхностях.

Группа $99P_0P_0P_0$: 99 - отличительные цифры того, что далее кодируются данные у поверхности земли; $P_0P_0P_0$ - давление у поверхности земли в целых гПа; если давление равно или больше 1000 гПа, то при кодировании число тысяч отбрасывается.

Группа $T_0T_0T_{a0}D_0D_0$: T_0T_0 - температура воздуха у поверхности земли в целых градусах Цельсия (не округленная); T_{a0} - приближенное значение десятых долей градуса температуры воздуха у поверхности земли и одновременно указатель знака температуры воздуха; при положительных значениях температура округляется до четных десятых долей градуса Цельсия (цифры кода 0,2,4,6,8, соответственно), а при отрицательных значениях округление ведется до нечетных долей (цифры кода 1,3,5,7,9, соответственно). D_0D_0 - дефицит точки росы; при значениях дефицита менее 5.0°C цифра кода равна значению дефицита, умноженному на 10; при значениях дефицита в 6°C (цифра кода 56) и более, цифра кода увеличивается на 1 при увеличении значения дефицита на 1°C .

Группа $d_0d_0f_0f_0f_0$: d_0d_0 - направление ветра (откуда дует), округленное до ближайших 5 или 10° ; округленное значение направления ветра сообщается в группе следующим образом: на месте d_0d_0 указываются цифры сотен и десятков, а цифра единиц прибавляется к цифре сотен скорости ветра; $f_0f_0f_0$ - скорость ветра в м/с.

Далее в разделе 2, начиная с группы $P_1P_1h_1h_1h_1$, передаются данные на стандартных изобарических поверхностях. Кодирование осуществляется следующим образом: $P_1P_1 \dots P_nP_n$ - давление на стандартных изобарических поверхностях (указываются десятки и сотни гПа); $h_1h_1h_1 \dots h_nh_nh_n$ - геопотенциал соответствующих стандартных изобарических поверхностей (до 700 гПа включительно сообщается в геопотенциальных метрах, при этом цифры тысяч отбрасываются; с 500 гПа - в геопотенциальных декаметрах, цифры десятков тысяч отбрасываются; если поверхность 1000 гПа расположена ниже уровня моря, т.е. получается отрицательное значение геопотенциала, то к абсолютному значению геопотенциала прибавляется 500).

Остальные группы раздела кодируются аналогично соответствующим группам, описанным выше.

Раздел 3. Сведения о тропопause.

Группа 88P_tP_t : 88 - отличительные цифры раздела 3; P_tP_t - давление на уровне тропопаузы, сообщается в целых гПа.

Остальные группы раздела кодируются аналогично соответствующим группам раздела 2.

88999 - кодовая группа, включается вместо раздела 3, если тропопауза в соответствующем слое атмосферы не наблюдалась.

Раздел 4. Сведения о максимальном ветре и вертикальных сдвигах ветра. Уровень максимального ветра определяется как уровень, расположенный выше, изобарической поверхности 500 гПа, на котором скорость ветра, превышая 30 м/с, больше скоростей, наблюдаемых на выше- и нижележащих уровнях (± 2 км) по крайней мере на 10 м/с.

Группа 77P_mP_mP_m : 77 - отличительные цифры раздела; P_mP_mP_m - давление на уровне максимального ветра, кодируется так же, как и давление на уровне тропопаузы.

Группа d_md_mf_mf_mf_m - направление и скорость максимального ветра, кодируется так же, как и соответствующие группы раздела 2.

Группа (4v_vv_vv_v) - сведения о вертикальных сдвигах ветра, расположенных между уровнем максимума ветра и уровнями на 1 км ниже и выше него; группа может включаться в сводку только в случае запроса на эту информацию.

Группа 77999 включается в сводку вместо раздела 4, если в ходе зондирования уровни максимального ветра не были зафиксированы.

Часть В

Раздел 1. Сведения о месте и времени наблюдений.

Группа ГТВВ - буквенный указатель части В кодовой формы.

Остальные группы раздела 1 кодируются так же, как соответствующие группы раздела 1 части А кодовой формы, за исключением последнего символа (a₄) в группе YYGGa₄, на месте которого сообщается тип используемого измерительного оборудования; для систем радиозондирования "Метеорит - MAP3-2" a₄ равно 3.

Разделы 2 - 4. Данные разделы в этой части телеграммы не используются.

Раздел 5. Данные на уровнях особых точек в профилях температуры и относительной влажности.

Группы 00P₀P₀P₀ T₀T₀T₀D₀D₀ - данные у поверхности земли (на уровне станции) в момент выпуска радиозонда.

00 - отличительные цифры, $P_0P_0P_0$ - давление в целых гПа, кодируется так же, как соответствующая группа в разделе 2 части А.

Группа $T_0T_0T_0D_0D_0$ температура и дефицит точки росы, кодируется так же, как соответствующая группа в разделе 2 части А.

Группы $p_1p_1P_1P_1P_1 \dots p_n p_n P_n P_n P_n$; $p_1p_1 \dots p_n p_n$ - порядковые номера уровней особых точек, нумеруются от нижнего уровня к верхнему (11, 22, ... ,

99, 11, ...); $P_1P_1P_1 \dots P_n P_n P_n$ - давление на уровнях особых точек в профилях температуры и относительной влажности; кодируется так же, как в разделе 3 части А кодировалось давление на уровне тропопаузы.

Группы $T_1T_1T_1D_1D_1 \dots T_n T_n T_n D_n D_n$ - температура воздуха и дефицит точки росы на уровнях особых точек; кодируются так же, как и соответствующие группы для стандартных изобарических поверхностей в части А.

Раздел 6. Данные на уровнях особых точек в профиле ветра.

21212 - отличительная группа раздела.

Группы $00P_0P_0P_0 d_0d_0f_0f_0f_0$ - данные у поверхности земли (на уровне станции) в момент выпуска радиозонда.

00 - отличительные цифры, $P_0P_0P_0$ - давление в целых гПа, кодируется так же, как и в разделе 5 соответствующая группа.

Группы $p_1p_1P_1P_1P_1 \dots p_n p_n P_n P_n P_n$ - порядковые номера и давления на уровнях особых точек ветра; кодируются так же, как и соответствующие группы в разделе 5 части В.

Группы $d_1d_1f_1f_1f_1 \dots d_n d_n f_n f_n f_n$ - скорость и направление ветра на уровнях особых точек ветра; кодируются так же, как в разделе 2 части А соответствующие группы для основных изобарических поверхностей.

Раздел 7. Этот раздел при составлении телеграммы не используется.

Раздел 8. Данные об облачности в срок наблюдения.

41414 - отличительная группа раздела; N_n - количество облаков C_L или C_M , если облаков C_L нет; C_L - облака вертикального развития и облака нижнего яруса (кроме слоисто-дождевых); h - высота нижней границы самых низких облаков; C_M - облака среднего яруса и слоисто-дождевые облака (нижний ярус); C_H - облака верхнего яруса.

