

МИНИСТЕРСТВО ТРАНСПОРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

НОВОСИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ АКАДЕМИЯ  
ВОДНОГО ТРАНСПОРТА

Кафедра “Водных изысканий и гидрогеологии”

551.5  
М 791

**В.К. Моргунов**

## **КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ**

**по курсу “Климатология и метеорология”**

**ч. 1**

## **МЕТЕОРОЛОГИЯ**

**Рекомендовано учебно-методическим объединением по образованию в области природообустройства и водопользования в качестве учебного пособия для обучения студентов III курса специальности 320600 “Комплексное использование и охрана водных ресурсов”**

Новосибирск 2001

УДК 551.5  
М 791

Моргунов В.К. Конспект лекций по курсу “Климатология и метеорология”. Новосибирск, НГАВТ, 2001.

Конспект лекций содержит в кратком изложении основы метеорологии и рекомендуется в качестве учебного пособия для студентов специальности 320600 “Комплексное использование и охрана водных ресурсов”

Рассмотрен и утвержден к печати на заседании кафедры 11 мая 1999г.

- © Моргунов В.К., 2001
- © Новосибирская государственная академия  
водного транспорта, 2001

# ВВЕДЕНИЕ

Метеорология - наука об атмосфере, о ее строении, свойствах и происходящих в ней явлениях и процессах. Следовательно, предметом изучения метеорологии является атмосфера - воздушная оболочка, окружающая земной шар. В круг задач современной метеорологии входит: изучение состава и строения атмосферы, изучение теплового режима в атмосфере и земной поверхности, изучение влагооборота, изучение общей и местной циркуляции, изучение электрических, оптических, акустических явлений.

Процессы, происходящие в атмосфере, возникают и развиваются в основном в результате превращения энергии, поступающей от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы из различных областей физики (гидромеханики, термодинамики, учении о лучистой энергии и т.д.).

Метеорология имеет важное практическое значение. Человечество затрачивает огромные средства на содержание сети метеорологических, аэрологических станций, авиационного, ракетного и спутникового зондирования для научных целей и прогнозирования погоды. Совершенствование техники прогнозирования погоды дает большой экономический эффект: предупреждение засух, наводнений, разрушительных ураганов и др. опасных явлений.

Атмосфера является важнейшей компонентой экологической среды. Поэтому знание основ метеорологии и климатологии является важным в формировании специалиста-эколога.

Упоминания о различных атмосферных явлениях встречаются у большинства народов древности. Из летописей средневековья до нас дошли сведения о различных явлениях природы, в т.ч.: бурях, грозах, ранних снегопадах, сильных морозах, наводнениях и т.д. В эпоху великих географических открытий (XV и XVI вв.) появились климатические описания открываемых стран.

Научное изучение атмосферы началось с XVII в. и совпадает с периодом бурного развития естественных наук. Были изобретены: термометр (Галилей, 1597), барометр (Торичелли, 1643), дождемер, флюгер. М.В.Ломоносов в середине XVIII в. изобрел анемометр для измерения скорости ветра, разработал схему образования грозы.

Начало регулярных метеорологических наблюдений в России было положено при Петре I. В 1849 г. в России открыто первое в мире научное метеорологическое учреждение - Главная физическая (ныне Геофизическая)

обсерватория. В XIX в. начинает развиваться сеть метеорологических станций. В 50-х гг. XIX в. получила развитие синоптическая метеорология.

Благодаря изобретению радиозонда П.А.Молчановым (1930 г.), наземные метеорологические наблюдения дополнились аэрологическими наблюдениями.

В 20-х гг. XX в. норвежскими учеными было создано учение о воздушных массах и атмосферных фронтах, на основе которого были разработаны новые методы прогнозирования погоды. В СССР Б.П.Мультановским были разработаны методы долгосрочных прогнозов.

В 1921 г. принят декрет “Об организации метеорологической службы в РСФСР”. В 1929 г. Совет Народных Комиссаров СССР принял решение об объединении метеорологической и гидрологической службы и создании Единой государственной гидрометеорологической службы.

В 1978 г. Главное управление гидрометеорологической службы реорганизовано в Государственный комитет по гидрометеорологии и контролю природной среды.

В настоящее время на территории России органом государственного управления в области гидрометеорологии и контроля за загрязнением природной среды является Федеративная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

# 1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Атмосфера - это газообразная оболочка, окутывающая Землю. Атмосфера состоит из смеси газов, водяного пара, с включением взвешенной пыли, капелек, кристалликов льда и др.

Нижней границей атмосферы является поверхность Земли, четко выраженной верхней границы нет. Следы атмосферы, со стороны обращенной к Солнцу, обнаруживаются на расстоянии 20 тыс.км от поверхности Земли, с обратной стороны - до 100 тыс.км (газовый хвост).

Состав атмосферы: азот - 78.08%, кислород - 20.95%, аргон - 0.93%, углекислый газ - 0.03%. Это соотношение выдерживается до высоты 100 км, выше появляется атомарный кислород, выше 300 км преобладает атомарный кислород, выше 1000 км - гелий.

Масса атмосферы составляет  $5.3 \cdot 10^{15}$  т. В слое до 5.5 км содержится 50%, до 20 км - 95% и до 30 км - 99% всей массы атмосферы.

По характеру изменения температуры по высоте выделяют следующие слои атмосферы.

*Тропосфера* - до 6 км над полюсами, до 18 км - на экваторе, в умеренных широтах - 10-11 км. В тропосфере температура с высотой понижается, в ней происходят все погодные процессы (вертикальные и горизонтальные движения воздуха, образование облаков, циклоны, антициклоны и др.). На верхней границе тропосферы температура (-50, 60)<sup>0</sup>С.

Выше следует тропопауза толщиной 1-2 км.

*Стратосфера* - до высоты 50 км. Температура повышается до 0<sup>0</sup>С на верхней границе. Под действием ультрафиолетовых лучей образуется озон. Эта реакция с выделением тепла. На высотах 22-27 км наблюдаются перламутровые облака, состоящие из переохлажденных капель. Наблюдаются редко и только в некоторых районах Земли, особенно в северной Европе и на Аляске зимой, когда Солнце находится в нескольких градусах за горизонтом.

Переходный слой - стратопауза (50-55 км).

*Мезосфера* - выше 55 км, до 80-85 км. Характеризуется понижением температуры от 0<sup>0</sup>С до -90<sup>0</sup>С. Наблюдаются серебристые облака (состоят из лед.кристаллов и вулканической пыли).

Мезопауза толщиной 5 км.

*Термосфера* - до высоты 200-300 км (рост температуры до 1500<sup>0</sup>К).

*Экзосфера* - до 700 км. Температура растет до 3000<sup>0</sup>К.

В тропосфере выделяют пограничный слой (1-1.5 км), на движение воздуха оказывает влияние сила трения о земную поверхность. Приземный слой 30-50 м оказывает непосредственное воздействие на сооружения.

Слой выше пограничного называется свободной атмосферой, на движение воздуха сила трения о подстилающую поверхность не влияет.

Состояние атмосферы характеризуется метеорологическими элементами: температура воздуха, влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, осадки, метеорологическая дальность видимости, температура почвы, высота снежного покрова, характеристики солнечной радиации, облачность.

Совокупность метеорологических элементов определяет погоду. Погода - это совокупность метеорологических элементов на данный момент времени в данном месте. Погода непрерывно изменяется.

## **2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ**

Первоисточником энергии для всех процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере, является лучистая энергия Солнца. Солнце - наиболее близкая к нам звезда, представляет собой раскаленный газовый шар с температурой на поверхности около 6000°C. Температура возрастает с глубиной, где протекают ядерные реакции. Диаметр Солнца 1.4 млн.км, т.е. в 150 раз больше диаметра Земли. Среднее расстояние от Земли до Солнца 150 млн.км, в течение года меняется на 5 млн.км. Полный оборот Солнце совершает за 25 земных суток.

Спектр электромагнитного излучения от гамма-лучей до инфракрасных.

Напряженность солнечной радиации - количество солнечной энергии на 1 м<sup>2</sup> поверхности, перпендикулярной к солнечным лучам.

Напряжение солнечной радиации на внешней границе атмосферы называется солнечной постоянной и составляет в среднем 1.37 кВт/м<sup>2</sup>.

Из всего количества солнечной энергии, поступающей на Землю, 43% уходит обратно в мировое пространство и только 57% используется земной поверхностью и атмосферой, в т.ч. 14% поглощается самой атмосферой и 43% доходит до Земли в виде прямой и рассеянной радиации.

Солнечная радиация поглощается в атмосфере, в основном - водяным паром, пылью и в меньшей степени углекислым газом и озоном. Однако поглощаемое ими количество радиации в общем невелико. И поэтому нагревание атмосферы непосредственно солнечными лучами весьма незначительно. Что касается рассеянной радиации, то при этом солнечная радиация не переходит в тепловую энергию, а только отклоняется капельками воды, пылью, кристалликами льда и молекулами воздуха от прямолинейного пути и рассеивается во все стороны.

Солнечная энергия поступает на земную поверхность от диска Солнца - прямая радиация, и от небосвода - рассеянная радиация.

Количество прямой солнечной радиации, поступающей на горизонтальную площадку, равно  $S'$

$$S' = S \cdot \sin h_{\odot},$$

$S$  - интенсивность радиации на перпендикулярную к лучам площадку;

$h_{\odot}$  - высота Солнца.

Суммарная радиация равна сумме прямой и рассеянной радиации. Та часть радиации, которая воспринимается глазом, называется солнечным светом.

Часть энергии, падающей на предметы и подстилающую поверхность, отражается. Отражательная способность поверхности характеризуется величиной, называемой альбедо.

Альбедо - это отношение отраженной радиации  $R_k$  к поступающей суммарной радиации  $Q$ , обычно выражается в %

$$A_k = (R_k / Q) \cdot 100\% .$$

Облака -  $A_k = 80\%$ , чернозем - 8%, зеленая трава - 26%, свежий выпавший снег - 75-90%.

Часть поглощенной подстилающей поверхностью энергии снова излучается.

Эффективное излучение равно

$$E_{\text{эф}} = E_a - E_z,$$

$E_z$  - излучение подстилающей поверхности;

$E_a$  - встречное излучение атмосферы.

Особенно сильным эффективным излучением (охлаждение) подстилающей поверхности бывает в ясную тихую ночь. При облачной погоде и повышенной влажности эффективное излучение уменьшается.

### 3. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

Под термическим режимом атмосферы понимают характер распределения и изменения температуры атмосферы. Тепловой режим атмосферы определяется главным образом ее теплообменом с окружающей

средой, т.е. с подстилающей (деятельной) поверхностью и космическим пространством (излучением энергии в мировое пространство и получением от Солнца). Непосредственно солнечными лучами атмосфера нагревается незначительно. Тепловое состояние нижних слоев атмосферы в основном определяется теплообменом с подстилающей (деятельной) поверхностью. В дневные часы, когда подстилающая поверхность под действием солнечной радиации нагревается и становится теплее воздуха, тепло от нее передается воздуху. Ночью происходит радиационное выхолаживание подстилающей поверхности и от нее охлаждается воздух.

Перенос тепла между подстилающей поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере может происходить за счет молекулярной теплопроводности, турбулентного теплообмена и термической конвекции.

Теплообмен за счет молекулярной теплопроводности очень мал. Основное значение имеют турбулентный и конвективный теплообмен. При термической конвекции происходит перенос объемов воздуха в вертикальном направлении в результате нагрева нижнего слоя воздуха.

Некоторую роль в теплообмене между подстилающей поверхностью и атмосферой, и между отдельными объемами атмосферы играет передача тепла излучением.

Наряду с этим, изменение температуры воздуха с высотой в пределах тропосферы происходит также под влиянием изменения давления с высотой в соответствии с адиабатическим процессом.

Адиабатический процесс выражает связь между давлением и температурой газа при отсутствии теплообмена с внешней средой. Адиабатический процесс, протекающий в сухом или во влажном, но не насыщенном водяным паром, воздухе называется сухоадиабатическим. Уравнение для сухоадиабатического процесса имеет вид

$$T/T_0 = (P/P_0)^{0.286},$$

где  $T_0$  и  $P_0$  - начальные температура и давление;

$T$  и  $P$  - температура и давление после адиабатического изменения состояния воздуха.

В соответствии с сухоадиабатическим процессом при подъеме некоторого объема воздуха с понижением давления его температура понижается, и, наоборот, - при опускании температура этого объема повышается. Изменение температуры воздуха, приходящееся на 100 м высоты, называется вертикальным температурным градиентом. При



сухоадиабатическом процессе он составляет  $\gamma_c = 0.98^\circ\text{C}/100\text{м} \approx 1^\circ\text{C}/100\text{м}$  и называется сухоадиабатическим вертикальным температурным градиентом.

При подъеме воздуха, содержащего водяной пар, по мере понижения температуры, происходит повышение относительной влажности воздуха, вплоть до состояния насыщения. Высота, на которой водяной пар становится насыщенным, называется уровнем конденсации. При подъеме воздуха выше уровня конденсации в нем происходит конденсация водяного пара с выделением тепла (скрытое тепло парообразования). При опускании воздуха вместе с образовавшимися в нем продуктами конденсации происходят адиабатическое повышение температуры и испарение продуктов конденсации, сопровождающееся затратой тепла. Вертикальный влажноадиабатический градиент температуры  $\gamma_{\text{вл}}$  всегда меньше сухоадиабатического градиента ( $\gamma_{\text{вл}} < \gamma_c$ ). В среднем он составляет  $0.6^\circ\text{C}/100\text{ м}$ . Величина вертикального влажноадиабатического градиента температуры зависит от температуры поднимающегося воздуха и давления.

По мере подъема воздуха с насыщенным водяным паром количество выделяющейся теплоты конденсации уменьшается и влажноадиабатический градиент увеличивается, приближаясь к сухоадиабатическому, т.е. к  $1^\circ\text{C}/100$ . Следовательно, от земли до уровня конденсации температура изменяется по прямой линии (сухая адиабата), выше уровня конденсации - по кривой с возрастающим градиентом температуры с высотой (влажная адиабата).

От величины вертикального температурного градиента зависит устойчивость воздуха в некотором слое, т.е. возможность вертикального подъема воздуха в результате термической конвекции.

Если вертикальный градиент температуры в слое меньше влажноадиабатического ( $\gamma < \gamma_{\text{вл}}$ ), то этот слой абсолютно устойчив как для сухого, так и для воздуха с насыщенным водяным паром. Если вертикальный температурный градиент в слое больше влажноадиабатического и сухоадиабатического градиентов ( $\gamma > \gamma_{\text{вл}} : \gamma > \gamma_c$ ), то слой абсолютно неустойчив. В слое будет происходить подъем воздуха как в сухом, так и в насыщенном водяным паром воздухе. Если вертикальный градиент температуры в некотором слое меньше сухоадиабатического, но больше влажноадиабатического ( $\gamma_{\text{вл}} < \gamma < \gamma_c$ ), то слой влажно неустойчив.

Понижение температуры с высотой продолжается до верхней границы тропосферы 10-11 км, где температура в умеренных широтах круглый год находится в пределах (-50)-(-60)<sup>0</sup>С. Над экватором - (-70)-(-80)<sup>0</sup>С на высоте 18 км. Наряду с общей закономерностью понижения температуры с высотой в пределах тропосферы при определенных условиях образуются слои воздуха, в которых температура с высотой не понижается, а остается постоянной - слои изотермии, или повышается - слои температурной инверсии. Толщина инверсионных слоев изменяется от нескольких метров до 2-3 км, а скачок температуры - от 2 до 15<sup>0</sup>С и более. Инверсии бывают приземные и на высоте.

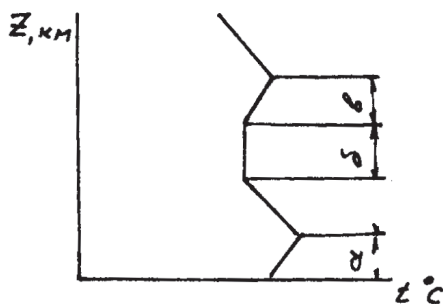


Рис. 3.1. Вертикальная стратификация температуры воздуха по высоте при наличии изотермии и температурных инверсий: а - слой приземной инверсии; б - слой изотермии на высоте; в - слой инверсии на высоте.

Приземные инверсии в зависимости от условий образования разделяются на радиационные и адвективные.

Радиационные инверсии возникают при охлаждении приземного слоя воздуха, соприкасающегося с подстилающей поверхностью, которая выхолаживается путем излучения. По мере удаления от подстилающей поверхности температура воздуха повышается, т.е. растет с высотой.

Летние (ночные) инверсии начинают развиваться после захода Солнца. К утру достигают наибольшей толщины и скачка температуры. После восхода Солнца подстилающая поверхность и прилегающий к ней воздух прогревается и инверсия разрушается. Толщина ночных инверсий находится в пределах от 10-15 до 200-400 м. Образованию ночных инверсий способствует ясное небо и отсутствие ветра.

Зимние приземные радиационные инверсии, когда радиационное охлаждение подстилающей поверхности день ото дня увеличивается, они могут сохраняться несколько суток и даже недель, немного ослабевая днем и усиливаясь ночью. Толщина таких инверсий составляет от нескольких сотен метров до 2-3 км с перепадом температуры 15<sup>0</sup>С и более.

Адвективные приземные инверсии образуются при адвекции, т.е. натекании теплого воздуха на более холодную подстилающую поверхность, например, вторжение теплого морского воздуха на материк в зимнее время. Высота таких инверсий может составлять сотни метров.

К адвективным инверсиям относятся весенние (снежные) инверсии, возникающие при адвекции воздуха с температурой выше 0<sup>0</sup>С, на поверхность, покрытую снегом.

Инверсии на высоте делятся на: динамические, оседания (антициклонические) и фронтальные.

Динамические инверсии возникают в слоях с большими скоростями ветра. Воздушный поток, движущийся с большой скоростью, засасывает воздух из выше и ниже лежащих слоев, в которых скорость ветра меньше. В результате на верхнем уровне развиваются нисходящие движения, а на нижнем - восходящие. В нисходящих потоках температура воздуха адиабатически растет на 1<sup>0</sup>С/100 м, а на восходящих понижается на ту же величину. Таким образом, в средней части слоя больших скоростей развивается инверсия.

Инверсия оседания образуется в области повышенного давления (антициклонах). В центре таких областей возникают нисходящие потоки воздуха (оседание со скоростью 5-7 см/с). Опускающийся воздух сжимается и растекается по горизонтали от центра области высокого давления к периферии, не достигая земной поверхности. Температура опускающегося воздуха повышается на 1<sup>0</sup>С/100 м.

Фронтальные инверсии образуются во фронтальных зонах. Инверсия или изотермия располагаются в переходном слое, отделяющим нижний холодный и верхний теплый воздух.

Слои температурных инверсий оказывают большое влияние на развитие различных атмосферных процессов (образование туманов, облаков и др.).

Эти слои имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. Инверсии способствуют накоплению вредных примесей в районах городов.

## 4. ВОДА В АТМОСФЕРЕ

### 4.1. Характеристики влажного воздуха

В атмосфере вода содержится в газообразном (водяной пар), в капельно жидком и твердом состояниях.

Содержание водяного пара в атмосфере оценивают с помощью характеристик влажности воздуха. В метеорологии используются следующие характеристики.

Парциальное давление водяного пара  $e$  - давление, которое имел бы водяной пар, находящийся в газовой смеси, если бы он один занимал объем, равный объему смеси при той же температуре. Измеряется в гектопаскалях (гПа).

Дефицит насыщения  $d$  - разность между давлением насыщенного водяного пара и его парциальным давлением

$$d = E - e, \text{ гПа.}$$

Относительная влажность  $f$  - отношение парциального давления водяного пара к давлению насыщенного пара при данной температуре

$$f = (e/E) 100\%.$$

Абсолютная влажность  $a$  - количество водяного пара в граммах, содержащегося в одном кубометре воды

$$a = 0,8e/(1+\alpha t), \text{ г/м}^3$$

где  $\alpha$  - коэффициент расширения воздуха, равный 0.00365;

$t$  - температура воздуха, °C.

Точка росы  $t_d$  - температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном атмосферном давлении, становится насыщенным. Иначе, точка росы - это температура, при которой относительная влажность достигает 100% ( $e=E$ ).

Дефицит точки росы  $D$  - разность между температурой воздуха и точкой росы

$$D = t - t_d.$$

В атмосфере наряду с испарением воды происходит обратный процесс - превращение водяного пара в капельки воды (конденсация), а при

низких температурах в кристаллики льда (сублимация). Сублимация - переход водяного вида из газообразного состояния в лед, минуя жидкую фазу.

Конденсация и сублимация происходят при наличии ядер конденсации. Ядрами конденсации являются взвешенные в воздухе мельчайшие частицы почвы, горных пород, органических веществ, космической и вулканической пыли. Эти частицы в большом количестве поступают в атмосферу при ее турбулентном перемешивании и под воздействием восходящих движений воздуха.

В атмосфере водяные капельки воды не замерзают, находясь в переохлажденном состоянии, например, в облаках и туманах при температурах до  $-40^{\circ}\text{C}$ . Однако большая часть капель переходит в твердое состояние уже при температурах от  $-12$  до  $-17^{\circ}\text{C}$ .

## 4.2. Туманы и дымка

Туманом называется скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара, взвешенных в воздухе над поверхностью земли и вызывающие помутнение атмосферы так, что видимость составляет до 1 км.

Сильный туман - дальность видимости менее 50 м, умеренный туман - 50-500 м, слабый туман - 500-1000 м, умеренная дымка - 1-2 км, слабая дымка - 2-10 км.

Дымку не путать с мглой. Мгла - это сплошное помутнение атмосферы, наблюдающееся обычно в сухую погоду и вызываемое множеством находящихся в воздухе мелких твердых частиц - пыли, дыма.

Туманы бывают водяные (до  $-20^{\circ}$ ) и ледяные.

Различают следующие виды туманов по происхождению:

туманы охлаждения - радиационные, адвективные;

туманы испарения.

Радиационные туманы образуются в центральных частях антициклонов над сушей и над районами сплошных льдов в результате радиационного выхолаживания подстилающей поверхности, от которой охлаждается прилегающий к ней слой воздуха до стадии конденсации водяного пара.

Благоприятными условиями на суше летом являются:

ясная или мало облачная ночь;

относительная влажность воздуха более 60%;

инверсионное распределение температуры в слое 50-300 м;

вогнутая поверхность рельефа, способствующая накоплению холодного воздуха в низине;

слабый ветер, но не более 2 м/с.

При полном штиле вместо тумана образуется роса.

По высоте различают туманы: поземные - до 2 м; низкие - 2-10 м; средние - 10-100 м; высокие - более 100 м.

Летом преобладают поземные и низкие радиационные туманы, которые рассеиваются вскоре после восхода Солнца. При резком изменении синоптической обстановки радиационный туман может исчезнуть в любой час ночи.

Зимой туман может сохраняться в течение всего дня и его высота может достигать сотен метров и до километра.

Адвективные туманы возникают при адвекции теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. Образуются при перемещении тропического морского воздуха в более высокие широты; летом при перемещении теплого континентального воздуха на холодную поверхность моря; при перемещении теплого морского воздуха на холодную поверхность континента в холодное время года; при перемещении воздуха с теплой водной поверхности на холодную водную поверхность, например в местах встречи теплых и холодных морских течений (район Ньюфаундленда, где теплое течение Гольфстрим встречается с холодным Лабрадорским течением, или в Охотском и Японском морях на границе холодного Приморского и теплого Цусимского течений). Адвективные туманы относятся к высоким и образуются в любое время суток, могут существовать при значительных скоростях ветра.

Туманы испарения наблюдаются над водной поверхностью при температуре воды выше температуры прилегающего к ней воздуха. Их образование обусловлено охлаждением и конденсацией пара, поступающего с водной поверхности в воздух. Такие туманы часто образуются в осеннее время над реками и озерами. В холодное время года возникают над полыньями среди льдов.

### **4.3. Облака**

Облаком называется видимое скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара на некоторой высоте. Из облаков выпадают осадки, в них возникают грозы, они влияют на приток лучистой энергии к подстилающей поверхности и тем самым на температурный режим почвы, водоемов и воздуха.

Облака образуются только в случае подъема воздуха и, следовательно, его адиабатического охлаждения. При опускании воздуха, в результате адиабатического разогрева, облака исчезают.

К процессам, порождающим облака, относятся:

а) наклонно восходящие движения теплого воздуха поверх более холодного потока. При этом образуются слоистообразные облака (перистые, перисто слоистые, высоко слоистые и слоисто дождевые облака);

б) волнообразные движения воздуха, приводящие к образованию волнисто образных облаков (перисто кучевые, высоко кучевые и слоисто кучевые);

в) вертикально восходящее движение воздуха, порождающее кучево-образные облака (кучевые и кучево-дождевые).

Высота облаков и их строение зависят от положений уровней конденсации, нулевой изотермы, замерзания и конвекции. Уровень конденсации практически совпадает с нижней границей облаков. Между уровнем конденсации и уровнем нулевой изотермы облако состоит из водяных капель, а в отдельных случаях из тающих снежинок. Выше уровня нулевой изотермы облака состоят преимущественно из переохлажденных водяных капель. Переохлажденные капли наблюдаются до уровня замерзания. Уровень замерзания располагается в среднем на высоте, где температура составляет от  $-12$  до  $-17^{\circ}\text{C}$ . Выше этого уровня происходит сублимация водяного пара, а также замерзание переохлажденных капель воды. В отдельных случаях вода в виде капель может находиться при температуре до  $-40^{\circ}\text{C}$ . Выше уровня замерзания облака состоят в основном из ледяных кристаллов.

Ниже приводится международная классификация облаков по морфологическим признакам, т.е. по внешнему виду облаков.

*Облака верхнего яруса* состоят из мельчайших кристалликов льда.

I. Перистые облака (Ci) - отдельные белые волокнистые облака, обычно прозрачные. Толщина слоя от сотен метров до нескольких километров. Сквозь них просвечивают Солнце и Луна, яркие звезды. Осадков не дают. Одной из разновидностей перистых облаков являются перистые когтевидные - *cirrus uncinus* (Ci unc).

II. Перисто кучевые облака (Cc) - белые тонкие облака в виде мелких волн, ряби, без серых оттенков. Осадков не дают.

III. Перисто слоистые облака (Cs) - беловатая или голубоватая пелена слегка волокнистого строения, сквозь которую просвечивают Солнце и Луна. Вокруг светил образуется Гало (радужные круги с радиусом  $22$  или  $46^{\circ}$  или

Международная классификация облаков

Название форм облаков		Сокращен. обозначен.	Средняя высота, км
русские названия	латинские названия		
Облака верхнего яруса (высота основания более 6 км)			
I Перистые	Циррус cirrus	Ci	7-8
II Перисто- кучевые	Циррокумулюс cirrocumulus	Cc	6-8
III Перисто- слоистые	Цирростратус cirrostratus	Cs	6-8
Облака среднего яруса (высота основания 2-6 км)			
IV Высококу- чевые	Альтокумулюс altocumulus	Ac	2-6
V Высоко- слоистые	Альтостратус altostratus	As	3-5
Облака нижнего яруса (высота основания ниже 2 км)			
VI Слоисто- кучевые	Стратокумулюс stratocumulus	Sc	0.8-1.5
VII Слоистые	Стратус stratus	St	0.1-0.7
VIII Слоисто- дождевые	Нимбостратус nimbostratus	Ns	0.1-1.0
Облака вертикального развития (с основанием ниже 2 км и верши- нами, достигающими среднего и верхнего ярусов)			
IX Кучевые	Кумулюс cumulus	Cu	0.8-1.5
X Кучево- дождевые	Кумулониimbus cumulonimbus	Cb	0.4-10

части этих кругов). В Арктике могут давать осадки в виде мелкого снега. Как правило, пелена Cs, надвигаясь постепенно закрывает все небо.

*Облака среднего яруса.*

IV. Высоко кучевые облака (Ac) - белые, иногда сероватые облака в виде волн или гряд, состоящих из отдельных пластин или хлопьев, иногда сливающихся в сплошной покров. Состоят преимущественно из переохлажденных капель воды.



Высоко кучевые облака бывают просвечивающие и плотные, в виде сплошного покрова, на нижней поверхности которого рельефно выступают темные волны, гряды или пластины. Осадков не дают.

V. Высоко слоистые облака (As) - серая или синеватая однородная пелена слегка волокнистого строения. Как правило, постепенно закрывают все небо. большей частью состоят из переохлажденных капель воды и ледяных кристаллов. Эти облака могут быть просвечивающие (Солнце и Луна просвечивают как через матовое стекло с образованием венцов вокруг светил) и плотные (Солнце и Луна не просвечивают, но их местоположение на небе можно определить по расплывчатому пятну). Из облаков могут выпадать слабые осадки, достигающие поверхности земли в виде редких капель или снежинок.

*Облака нижнего яруса.*

VI. Слоисто кучевые облака (S<sub>c</sub>) - серые облака, состоящие из крупных гряд, волн, пластин, разделенных просветами или сливающихся в сплошной серый волнистый покров. Состоят преимущественно из капель воды. В зимнее время состоят из переохлажденных капель воды, иногда встречается некоторое количество ледяных кристаллов и снежинок. Зимой из облаков могут выпадать осадки в виде снега.

VII. Слоистые облака (St) - однородный слой серого цвета, сходный с туманом, но расположенный на некоторой высоте. Состоят из капель воды, при температуре ниже 0°С капли в переохлажденном состоянии. Из облаков могут выпадать осадки в виде мороси.

VIII. Слоисто дождевые облака (Ns) - темно-серый облачный покров, иногда с синеватым оттенком. Обычно закрывает все небо сплошным слоем без просветов. Из облаков выпадают осадки в виде обложного дождя или снега.

*Облака вертикального развития (конвективные облака).*

IX. Кучевые облака (Cu) - плотные, развитые по вертикали облака с белыми куполообразными вершинами и плоским сероватым основанием. Могут представлять собой отдельные, редко расположенные облака или образовывать скопления, закрывающие почти все небо. Облака состоят в основном из капель воды, при температуре ниже 0°С капли воды находятся в переохлажденном состоянии.

Кучевые облака подразделяются на плоские кучевые (cumulus humilis) - их толщина меньше горизонтальной протяженности; кучевые средние (cumulus mediocris); мощные кучевые (cumulus congestus) - сильно развиты по высоте. Изредка из Cu cong могут выпадать отдельные капли дождя. В тропиках могут давать ливни.

Х. Кучево-дождевые облака (Св) - мощные белые облачные массы с темным основанием. Поднимаются в виде гор или башен, верхние части которых имеют волокнистую структуру. Верхняя часть облака состоит из кристаллов льда (наковальня – incus). Из облаков выпадают ливневые осадки, летом часто с грозами.

Облака вертикального развития образуются при вертикальном подъеме воздуха (конвекции) и связанного с этим адиабатического охлаждения воздуха до стадии конденсации и сублимации водяного пара. Конвекция может быть термическая в неустойчивом слое воздуха и динамическая при натекании воздуха на горный хребет или при прохождении атмосферного фронта (холодного), когда холодный воздух клином подтекает под теплый, вынуждая его к бурному восходящему движению.

Внутримассовые конвективные облака на суше летом имеют суточный ход, появляются вскоре после восхода Солнца, наибольшего развития достигают в полуденные часы и с заходом Солнца растекаются. В тропиках над океанами кучевые облака имеют обратный суточный ход, т.е. развиваются в ночное время.

При прохождении атмосферного фронта эти облака могут быть в любое время суток.

Если уровень температурной инверсии находится ниже уровня конденсации, то облака не образуются.

Прохождение крупных кучево-дождевых облаков летом часто сопровождается шквалом, сильным, продолжительностью в несколько минут, ветром со скоростью до 20-30 м/с. Шквалы возникают в результате образования вихревого движения воздуха с горизонтальной осью.

При изменении условий образования облаков (вертикальная температурная стратификация, влажность, уровень конденсации, уровень заморзания) облака могут видоизменяться.

Перистые облака могут преобразоваться в перисто слоистые. Перисто слоистые облака при значительном уплотнении и снижении переходят в высоко слоистые. Высоко слоистые при уплотнении и опускании нижней границы переходят в слоисто дождевые.

Высоко кучевые часто переходят в слоисто кучевые. Слоисто кучевые при снижении могут перейти в слоистые и в слоисто дождевые. Также возможен обратный переход облачности.

В вечерние часы при ослаблении или прекращении термической конвекции происходит растекание кучевых облаков и они переходят в слоисто кучевые вечерние (*stratocumulus vesperalis*).

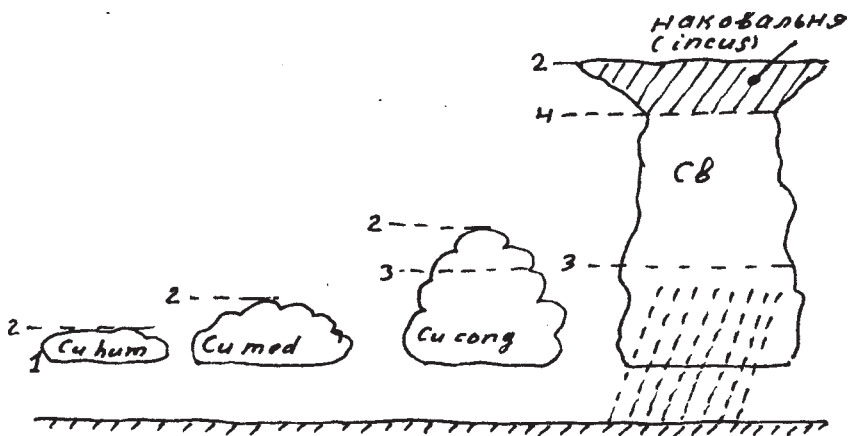


Рис. 4.1. Виды конвективных облаков  
 1 - уровень конденсации; 2 - уровень конвекции; 3 - уровень нулевой изотермы; 4 - уровень замерзания.

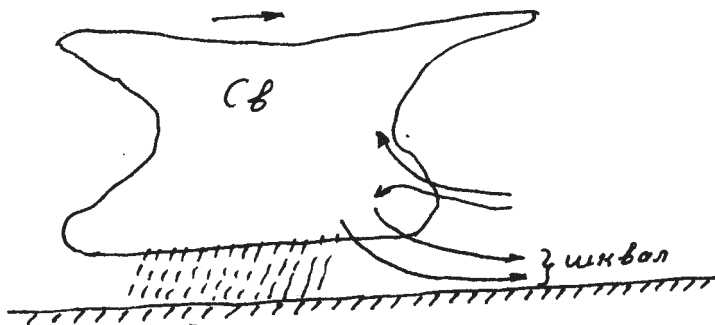


Рис. 4.2. Шквал

#### 4.4. Атмосферные осадки

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из облаков или осаждающиеся из воздуха на поверхности земли и предметах. Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах. Интенсивность осадков измеряется в мм/мин. При визуальной оценке осадки, выпадающие из облаков, делят на слабые, умеренные и сильные.

Различают следующие виды осадков, выпадающих из облаков:

I. Твердые осадки:

1. Снег - ледяные или снежные кристаллы (снежинки), чаще всего имеющие форму звездочек или хлопьев.

2. Снежная крупа - непрозрачные сферические крупинки белого или матово-белого цвета диаметром 2-5 мм.

3. Снежные зерна - непрозрачные матово-белые палочки или крупинки диаметром менее 1 мм.

4. Ледяная крупа - ледяные прозрачные крупинки диаметром до 3 мм с непрозрачным ядром в центре.

5. Ледяной дождь - прозрачные ледяные шарики размером 1-3 мм.

6. Град - кусочки льда различных форм и размеров. Чаще всего диаметр градин составляет 1-3 см, но в отдельных случаях может превышать 10 см.

II. Жидкие осадки:

1. Дождь - капли диаметром от 0.5 до 7.0 мм.

2. Морось - капли диаметром 0.05-0.5 мм, находящиеся как бы во взвешенном состоянии, так что падение их почти незаметно.

III. Смешанные осадки:

1. Мокрый снег - тающий снег или смесь снега с дождем.

По характеру выпадения различают осадки обложные, ливневые и моросящие.

1. Обложные осадки выпадают обычно из системы фронтальных слоисто дождевых и высоко слоистых облаков, а иногда и из слоисто кучевых облаков. Они характеризуются умеренной, мало меняющейся интенсивностью, охватывают большие площади и могут непрерывно или с короткими перерывами продолжаться в течение нескольких часов и даже десятков часов.

2. Ливневые дожди выпадают из кучево-дождевых облаков, в тропических районах могут выпадать из мощных кучевых облаков. Они отличаются внезапностью начала и конца выпадения, резкими колебаниями

интенсивности и сравнительно малой продолжительностью. Обычно они охватывают небольшие площади. Летом так выпадает крупнокапельный дождь, иногда вместе с градом. Летом ливневые осадки часто сопровождаются грозами. Зимой ливневым бывает обильный снегопад, состоящий из крупных хлопьев снега. В переходное время года может наблюдаться ливневое выпадение снежной или ледяной крупы одновременно со снегом или дождем. Ливневые осадки часто отличаются большой интенсивностью, но могут быть и малоинтенсивными, например, состоять из небольшого количества крупных капель, выпадающих из отдельного кучево-дождевого облака.

3. Морозящие осадки выпадают из слоистых и изредка из слоисто-кучевых облаков. Это может быть морось, мельчайшие снежинки или снежные зерна. Интенсивность морозящих осадков очень мала.

Осадки, образующиеся на поверхности земли и предметах

I. Жидкие осадки.

1. Роса - капельки воды, осевшие на внешней стороне листьев растений и различных предметах. Образуется в результате конденсации водяного пара непосредственно на поверхности предмета в ясные тихие ночи, благоприятствующие охлаждению лучеиспусканием.

II. Твердые осадки.

1. Иней - имеет вид очень тонкого слоя снежных кристаллов, на открытых поверхностях. Образуется при тех же условиях, что и роса, но при температуре ниже  $0^{\circ}\text{C}$ .

2. Изморозь - снеговидный рыхлый осадок, нарастающий на ветвях деревьев, проводах, на острых выступах предметов с наветренной стороны; толщина отложения может достигать нескольких сантиметров, образуется в туманную морозную погоду.

3. Гололед - слой льда, образующийся на деревьях, проводах, столбах, на поверхности земли от намерзания капель переохлажденного дождя. Обычно наблюдается при температурах от  $0$  до  $-3^{\circ}\text{C}$ , реже при более низких температурах.

## 5. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Атмосфера, окружающая земной шар, оказывает давление на поверхность земли и на все предметы, находящиеся над землей. В покоящейся атмосфере давление в любой точке равно весу вышележащего столба воздуха, простирающегося до внешней периферии атмосферы и имеющего сечение  $1 \text{ см}^2$ .

В метеорологии давление выражают в гектопаскалях (гПа) с точностью до десятых долей.

Так как атмосферное давление измеряется высотой ртутного столба, уравнивающего это давление, то применяется еще и внесистемная единица - миллиметр ртутного столба (мм.рт.ст.): 1 мм рт.ст. = 1.33 гПа; 1 гПа = 0.75 мм рт.ст.

Давление, измеренное на метеорологических станциях, приводят к температуре 0°C, ускорению свободного падения на широте 45° и к уровню моря.

С высотой атмосферное давление понижается. Изменение давления на единицу высоты называется вертикальным градиентом атмосферного давления

$$G_v = -\Delta P / \Delta Z,$$

где  $\Delta P$  - разность давления на двух уровнях;

$\Delta Z$  - разность высот.

В метеорологии вертикальный градиент давления определяют в гПа/100 м.

Величина градиента зависит от давления и температуры воздуха. Поэтому наибольшие вертикальные градиенты давления наблюдаются в нижнем слое атмосферы, особенно при низких температурах, а с высотой они быстро уменьшаются.

Величина, обратная вертикальному градиенту давления, называется барической ступенью. Барическая ступень представляет собой высоту  $h$ , на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 гПа, выражается в м/гПа

$$h = - (\Delta Z / \Delta P).$$

При одном и том же давлении барическая ступень больше в теплом воздухе, чем в холодном.

Разность давления на разных высотах можно определить с помощью барометрической формулы. На практике применяется упрощенный вариант формулы Лапласа

$$Z_2 - Z_1 = 18400 (1 + \alpha t) \lg P_2 / P_1.$$

Здесь  $Z_1$  и  $Z_2$  - высоты верхней и нижней точек;  $\alpha$  - коэффициент расширения воздуха, равный 0.004;  $t$  - средняя по высоте слоя температура воздуха;  $P_1$  и  $P_2$  - давления на верхнем и нижнем уровнях.

С помощью барометрической формулы решаются следующие задачи: приведение давления к уровню моря, вычисление распределения давления по высоте, по разности давления определение превышений (барометрическое нивелирование).

Распределение давления в пространстве представляют с помощью изобарических поверхностей.

Изобарическая поверхность - это поверхность, давление всех точек которой одинаково. Вследствие изменения температуры и давления в горизонтальном направлении, изобарические поверхности не параллельны друг другу и земной поверхности и по своей форме очень разнообразны. В одних местах изобарические поверхности прогибаются вниз, образуя "котловины", в других они выгибаются вверх, образуя "холмы".

Изобары - это линии пересечения изобарических поверхностей с ровной поверхностью, т.е. это линии, соединяющие точки с одинаковым давлением. На синоптических картах изобары проводят через равные интервалы давления, обычно через 5 гПа.

В зависимости от формы изобар и распределения давления различают следующие виды барических образований.

Области замкнутых изобар с минимальным давлением в центре называются барическими минимумами или циклонами. В области барического минимума давление возрастает от центра к периферии. Области замкнутых изобар с повышенным давлением в центре называются барическими максимумами или антициклонами. В области барического максимума давление от центра к периферии убывает.

Ложбиной называется связанная с циклоном и вытянутая от его центра полоса пониженного давления, вклинивающаяся между двумя областями повышенного давления.

Гребнем называется связанная с антициклоном и вытянутая от его центра полоса повышенного давления, расположенная между двумя областями пониженного давления. Седловиной называется барическая область, заключенная между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными в шахматном порядке (рис. 5.1). Горизонтальные размеры барических образований составляют от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Их вертикальная протяженность достигает нескольких километров.

В циклоне изобарические поверхности прогнуты вниз в виде воронок, а в антициклоне выгнуты вверх в виде куполов.

На расположение изобарических поверхностей в пространстве большое влияние оказывает температура воздуха. При одинаковом давлении

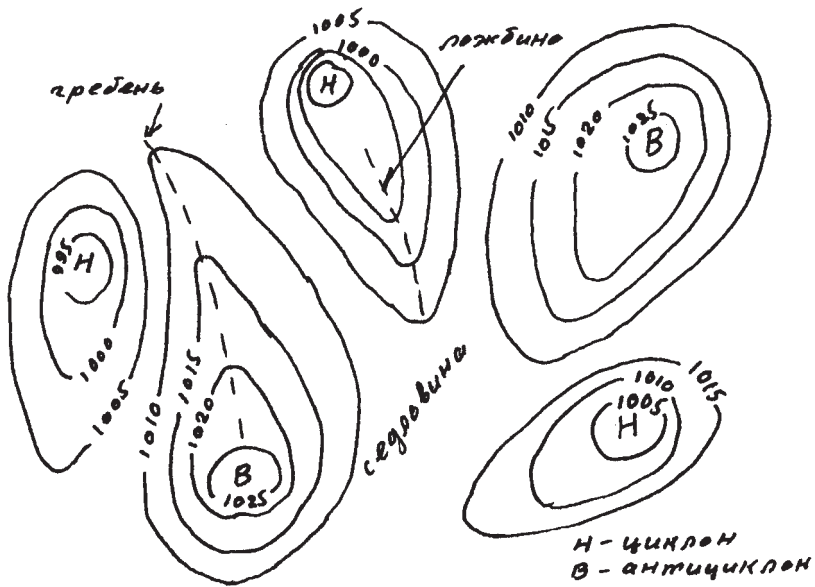


Рис. 5.1. Барические системы

у земной поверхности одни и те же барические поверхности в теплом воздухе лежат выше, чем в холодном. Это объясняется тем, что в холодном воздухе, как более плотном, давление с высотой уменьшается быстрее, чем в теплом.

Количественное изменение давления в пространстве характеризуется полным градиентом давления  $G$ , который представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарической поверхности в сторону убывания давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния (рис. 5.2).

Полный градиент давления можно разложить на вертикальную и горизонтальную составляющие.

В атмосфере давление в вертикальном направлении изменяется во много раз быстрее, чем в горизонтальном. Поэтому изобарические поверхности наклонены к горизонту под углом, составляющим всего несколько секунд и лишь иногда минут.

Горизонтальный градиент давления характеризует изменение давления в горизонтальном направлении. Так как линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальной поверхностью являются



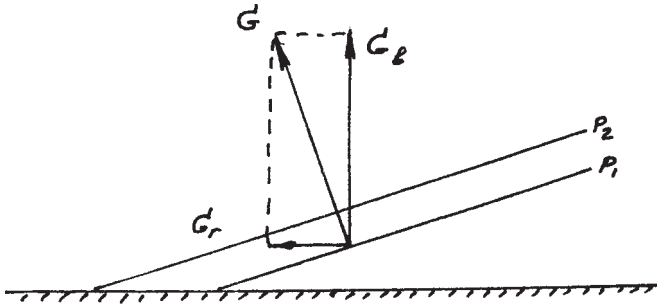


Рис. 5.2. Полный градиент давления, его горизонтальная и вертикальная составляющие

изобарами, то можно сказать, что горизонтальный градиент давления на определенном уровне представляет собой вектор, направленный по нормали к изобаре в сторону низкого давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния

$$G_r = -(\Delta P / \Delta n),$$

где  $\Delta P$  - разность давления между двумя точками, находящимися на нормали к изобаре;

$\Delta n$  - расстояние между ними.

Знак минус показывает, что в горизонтальном направлении давление убывает.

Чем меньше расстояние между изобарами, тем больше горизонтальный градиент давления.

В метеорологии за единицу горизонтального расстояния при определении градиентов принимается расстояние на уровне моря, соответствующее 1 градусу по меридиану, т.е. 111 км или в практических расчетах берут 100 км. И тогда горизонтальный градиент давления имеет размерность гПа/100 км.

## 6. ВЕТЕР И ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Ветром называется горизонтальное перемещение воздуха. Причиной возникновения ветра является неравномерное распределение атмосферного давления по земной поверхности. При этом воздух движется из области высокого в область низкого давления. Ветер характеризуется скоростью и

направлением. Ветры над обширными пространствами, охватывающие также большую или меньшую толщину атмосферы, образуют воздушные течения.

Силой, приводящей в движение некоторый объем воздуха, является сила горизонтального градиента давления.

В метеорологии рассматривают силу барического градиента на единицу массы воздуха

$$F_G = -(\Delta P / \rho \Delta n) = - (G_r / \rho), \text{ н/кг; м/с}^2,$$

где  $\rho$  - плотность воздуха, кг/м<sup>3</sup>;

$\Delta P$  - разность давления, гПа;

$\Delta n$  - расстояние между точками (единица расстояния равна 100 км);

$G_r$  - горизонтальный градиент давления, гПа/100 км.

По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления.

Только сила горизонтального барического градиента и приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, которые проявляются при движении воздуха, могут лишь замедлять движение и отклонять его от направления градиента. К этим силам относятся сила трения о земную поверхность, внутреннее трение воздуха и отклоняющая сила вращения Земли. Сила трения замедляет движение и несколько отклоняет его от первоначального направления.

Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) влияет только на направление ветра и не влияет на его скорость. Эта сила направлена перпендикулярно к вектору скорости вправо в северном полушарии и влево - в южном. Горизонтальная составляющая ускорения Кориолиса

$$F_k = 2 \omega V \sin \varphi,$$

где  $\omega$  - угловая скорость вращения Земли;

$V$  - скорость ветра;

$\varphi$  - географическая широта места.

Под действием силы трения и силы Кориолиса направление ветра в северном полушарии отклоняется от направления горизонтального барического градиента вправо, а в южном полушарии - влево на угол  $\alpha$ . Чем меньше сила трения, тем больше угол  $\alpha$ . В приземном слое над сушей этот угол составляет примерно 60°, а над морем, где сила трения меньше, - 70-80°. На высоте 500 м угол  $\alpha$  приближается к 90°, т.е. ветер дует вдоль изобар.

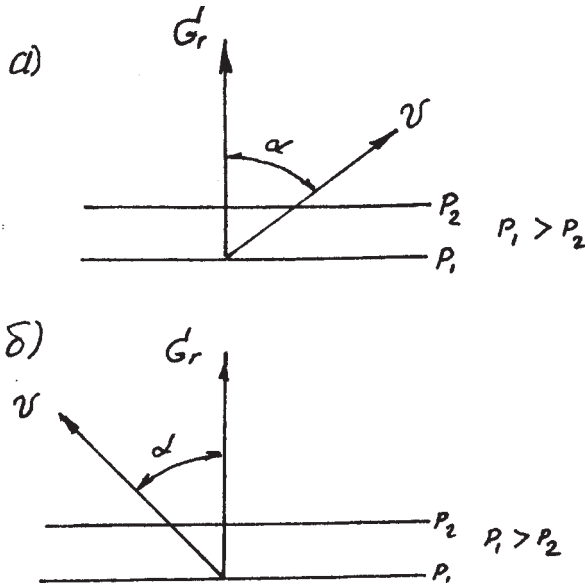


Рис. 6.1. Ветер у земной поверхности: а - в северном полушарии; б - в южном полушарии

В свободной атмосфере на высотах более 1500-2000 м, где сила трения практически отсутствует, движение воздуха происходит вдоль изобар.

Равномерное, установившееся движение воздуха при отсутствии силы трения вдоль изобар называется градиентным ветром.

Градиентный ветер, дующий вдоль прямолинейных и параллельных изобар называется геострофическим ветром. Градиентный ветер, дующий вдоль круговых изобар называется циклострофическим ветром.

Скорость геострофического ветра можно определить из равенства силы барического градиента  $F_G$  и силы Кориолиса  $F_k$

$$2\omega V \sin\varphi = -(\Delta P / \rho \Delta n) \quad \text{или} \quad 2\omega V \sin\varphi = -(G_r / \rho)$$

$$V = -(G_r / r 2\omega \sin\varphi).$$

Для определения скорости геоциклострофического ветра к силам  $F_G$  и  $F_k$  добавляется центробежная сила на единицу массы  $F_{ц}$ : для циклона

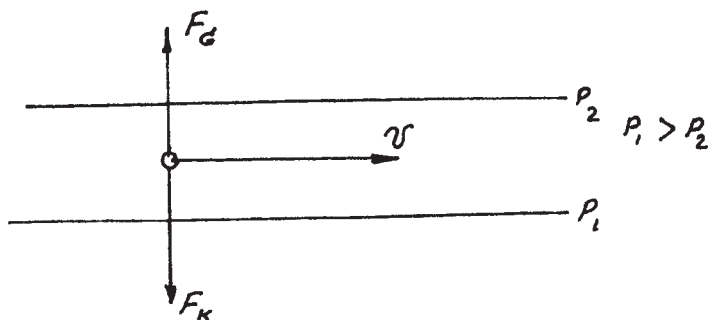


Рис. 6.2. Географический ветер

$F_{\text{ц}} = -(V^2/r)$ , для антициклона  $F_{\text{ц}} = +(V^2/r)$ . Учитывая, что радиус  $r$  изобар составляет сотни и тысячи километров, во многих случаях практики ограничиваются рассмотрением географического ветра.

Распределение линий тока воздуха в приземном слое атмосферы в основных формах барических образований для северного полушария показано на рис. 6.3.

В циклоне частицы воздуха движутся от периферии к центру по спиралеобразной траектории в северном полушарии против часовой стрелки, а в антициклоне от центра к периферии по часовой стрелке. В южном полушарии движение частиц воздуха происходит в обратном направлении, т.е. циклон и антициклон по характеру циркуляции представляют собой вихри с общим движением воздуха в первом случае к центру, а во втором - от центра.

В ложбинах ось ложбины является линией сходимости ветров, а ось гребня - линией расходимости ветров.

## 7. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

Тропосфера расчленяется на ряд воздушных масс, каждая из которых по своим физическим свойствам относительно однородна в горизонтальных направлениях, но может резко отличаться от других соседних масс воздуха. К свойствам массы относятся: температура, влагосодержание воздуха, прозрачность, облачность. Горизонтальная протяженность воздушных масс может составлять от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Горизонтальный градиент температуры воздуха в пределах воздушной массы обычно не превышает  $1^{\circ}\text{C}$  на 100 км.

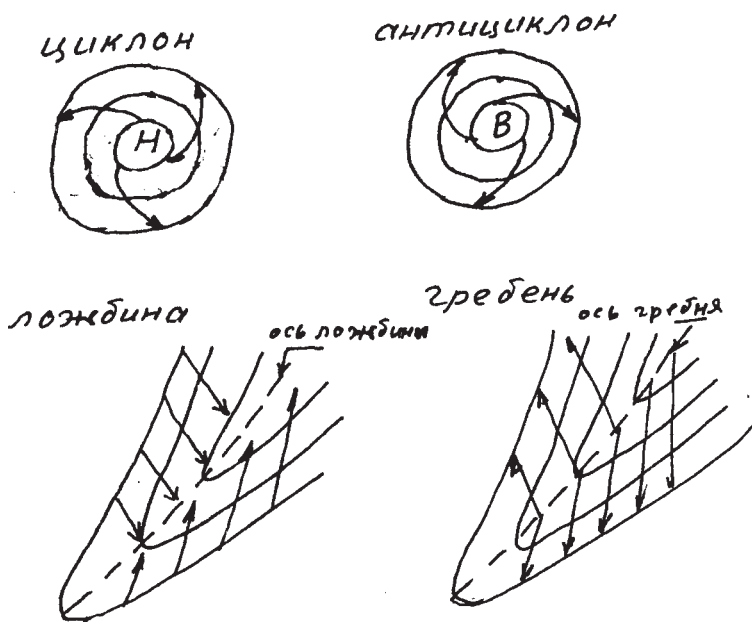


Рис. 6.3. Распределение линий тока воздуха в барических образованиях

Формирование воздушных масс, как правило, происходит над однородной подстилающей поверхностью в антициклонах.

По термическому состоянию различают теплые, холодные и местные воздушные массы. Теплыми называются такие воздушные массы, которые в данном месте охлаждаются; холодными - те, которые прогреваются; местными - такие воздушные массы, которые находятся в радиационном и термодинамическом равновесии, и температура их со временем не изменяется. Превращение пришедшей в данный район массы в местную называется трансформацией воздушной массы. Обычно полная трансформация происходит за 3-7 суток.

Воздушные массы бывают устойчивые и неустойчивые.

Устойчивой воздушной массой называют такую массу, в которой преобладает устойчивое вертикальное равновесие и термической конвекции в ней не развивается. Устойчивое состояние происходит при вертикальном

температурном градиенте менее  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Наибольшая устойчивость при температурных инверсиях.

Различают теплую устойчивую воздушную массу и местную. Теплая устойчивая воздушная масса образуется при адвекции тепла на холодную подстилающую поверхность (снежный покров, поверхность моря). При наличии мощной температурной инверсии наблюдается штиль. При этом могут наблюдаться адвективные туманы, для которых характерна небольшая плотность у земли, но возрастающая с высотой. Такой туман обычно переходит в слоистую облачность. При наличии ветра и возникающей при этом динамической конвекции могут образовываться слоистые или слоисто-кучевые облака с моросящими осадками.

Местная устойчивая масса над сушей возникает в результате сильного радиационного выхолаживания подстилающей поверхности и нижнего слоя воздуха. Такая воздушная масса наблюдается над сушей в умеренных широтах зимой, а в Арктике и Антарктике - в течение всего года. При этом образуется мощная температурная инверсия в слое воздуха до 2-3 км от земли. Для такой массы характерны низкие температуры воздуха, малая удельная и большая относительная влажность воздуха, преобладание слабого ветра. Могут быть радиационные туманы, обычно не очень плотные.

В неустойчивой воздушной массе вертикальный температурный градиент чаще всего более  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . В неустойчивой воздушной массе может развиваться как термическая, так и динамическая конвекции.

Для неустойчивой массы летом наиболее характерны кучевые и кучево-дождевые облака. Если преобладает динамическая конвекция, то облачность может иметь слоисто-кучевой характер. Скорость ветра при одной и той же величине барического градиента в неустойчивой массе больше, чем в устойчивой. Ветер часто бывает порывистый, а при прохождении кучево-дождевых облаков наблюдаются шквалы. В приземном слое воздуха дальность видимости выше, чем в устойчивой массе.

Различают холодную неустойчивую и местную неустойчивую массу.

Холодная неустойчивая масса возникает при адвекции холода. Она отличается пониженной температурой воздуха, порывистым ветром, меняющейся конвективной облачностью. При этом образуются довольно многочисленные, но не крупные и не очень мощные, кучево-дождевые облака, внешне напоминающие слоисто-кучевые. Из них выпадают кратковременные и не очень интенсивные осадки. Хотя ливневые осадки могут повторяться по несколько раз в день. Обычно осадки без гроз. В холодное время года, весной и осенью осадки могут выпадать в виде ливневого снега или снежной крупы при резком усилении ветра ("снежные заряды").

Местная неустойчивая воздушная масса возникает над сушей летом в жаркую погоду, если барическое поле не является резко антициклоническим. Ветры слабые, разнообразных направлений с хорошо выраженным суточным ходом. В связи с интенсивной солнечной радиацией сильно развита термическая конвекция с образованием во второй половине дня мощных кучевых облаков, переходящих в крупные по высоте и горизонтальной протяженности кучево-дождевые облака. Выпадают из них ливневые осадки в виде крупнокапельного дождя или града и сопровождаемые сильными грозами и шквалами. К ночи облачность резко уменьшается, часто до полного прояснения. Быстрое охлаждение приземного слоя воздуха ликвидирует неустойчивость воздуха; возникает ночная радиационная инверсия, а там, где почва увлажнена осадками, может образоваться поземный туман.

### **Географическая классификация воздушных масс**

Арктический воздух (АВ) - формируется в арктическом бассейне севернее 70<sup>0</sup> с.ш. В своем очаге АВ - местная устойчивая масса (УМ) с очень низкими температурами на всех высотах и очень малой удельной и большой относительной влажностью. Его устойчивость особенно сильно выражена зимой, когда развиваются мощные инверсии, но сохраняется и летом, когда инверсия температуры ослабевает или сменяется изотермией. Зимой плотные туманы редки, более часты дымки. Летом повторяемость плотных туманов резко возрастает, т.к. наряду с повышением температуры воздуха увеличивается удельная влажность и появляются значительные площади открытой воды и талого снега.

Над территорией России АВ встречается в двух разновидностях. Морской АВ из районов Гренландии поступает с северо-запада, пройдя над сравнительно теплым Норвежским морем.

Континентальный АВ поступает с Карского моря, с Таймырского полуострова. Холодный, с низкой удельной влажностью.

Умеренный воздух (УВ) двух видов: морской умеренный и континентальный умеренный. Морской УВ поступает с запада с Атлантического океана, с Черного, Средиземного морей.

Континентальный УВ формируется над Европейской частью России, Финляндией, Скандинавией.

Тропический воздух - морской ТВ и континентальный ТВ. Морской ТВ - из Южной Атлантики, континентальный ТВ - с севера Африки, Ближнего Востока - сухой, с высокой температурой.

## 8. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ И БАРИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### 8.1. Атмосферные фронты

Воздушные массы, обладающие различными свойствами, отделяются друг от друга переходными зонами - атмосферными фронтами.

Эти переходные слои располагаются весьма отлого, угол наклона от  $1^{\circ}$  до  $10'$ . Более холодная воздушная масса лежит под переходным слоем, а более теплая - над ним. Ширина переходного слоя у земли - от нескольких км до десятков км.

Разность температур двух соседних воздушных масс составляет  $5-10^{\circ}$ , иногда больше. При этом горизонтальный температурный градиент в слое фронта составляет от 10 до  $100^{\circ}$  на 100 км.

По характеру движения различают стационарные (неподвижные), теплые и холодные фронты. При теплых фронтах холодная воздушная масса отстывает, а теплая приходит на ее место. Холодные фронты приводят к смене теплого воздуха холодным.

Различают главные фронты - арктический, умеренный (полярный). Арктический разделяет АВ от УМ, умеренный фронт отделяет УВ от ТВ.

Вторичные фронты разделяют разновидности воздушных масс одного и того же широтного типа (например, мУВ и кУВ) или даже две массы одного и того же географического наименования (порции).

#### Теплый фронт

Над всей поверхностью теплого фронта теплый воздух упорядоченно поднимается вверх и адиабатически охлаждается. Содержащийся в нем водяной пар конденсируется, образуя мощную облачную систему, состоящую: из перистых, перисто-слоистых, высоко-слоистых, слоисто-дождевых облаков.

Под поверхностью фронта в зоне обложных осадков образуются рваные дождевые облака. Перед линией теплого фронта образуется зона обложных осадков шириной при дожде 300 км, при облажном снеге - 400 км. Скорость перемещения фронта 20-40 км/ч. От появления первых перистых облаков до начала осадков от 13 до 30 час.

При приближении фронта атмосферное давление понижается, ветер усиливается. За фронтом давление растет, ветер ослабевает. При прохождении фронта ветер переходит с юго-восточного на юго-западное или западное направление.



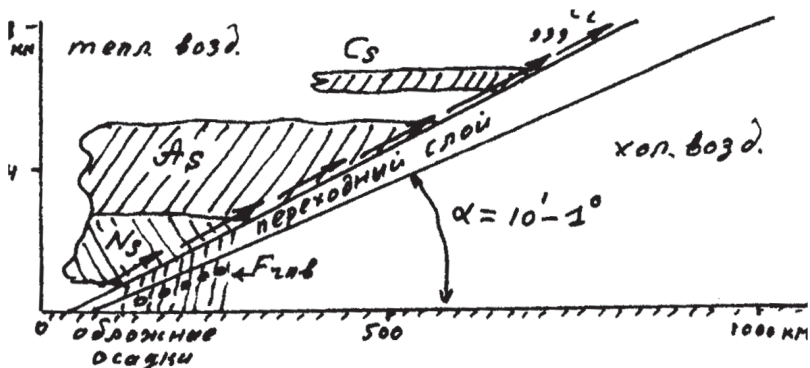


Рис. 8.1. Теплый фронт

### Холодный фронт 1-го рода (медленно перемещающийся)

Холодный фронт по сравнению с теплым отличается большей крутизной фронтальной поверхности. Облачная система близка к облачной системе теплового фронта, но в обратном порядке.

### Холодный фронт 2-го рода (быстро перемещающийся)

В передней зоне фронта динамическая конвекция с образованием кучево-дождевых облаков (днем с грозой, т.к. к динамической конвекции добавляется термическая конвекция). Ливневые осадки при прохождении фронта непродолжительные (от минут до часов). Перед фронтом резкое понижение давления, усиление ветра, за фронтом рост давления, переход ветра с юго-западного на северо-западное или северное направление.

После прохождения фронта днем через некоторое время появляются кучевые внутримассовые облака с суточным ходом, которые могут достигать стадии кучево-дождевых. Скорость фронта 30-50 км/ч.

Активность фронтов тем выше, чем больше разность температур разделяемых ими воздушных масс и скорость их перемещения. Летом холодные фронты более активны днем, чем ночью, т.к. в дневное время динамическая конвекция дополняется термической конвекцией. Днем прохождение холодного фронта может сопровождаться ливнем, грозой, ночью он может дать слабые осадки и даже облака могут распадаться.

Летом при прохождении теплых фронтов ночью могут быть грозы. Активность фронтов зависит от времени года. Летом активность холодных фронтов по сравнению с теплыми фронтами выше. Зимой выше

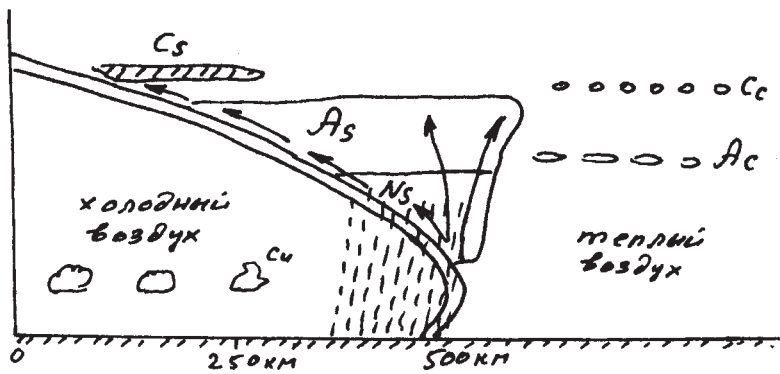


Рис. 8.2. Холодный фронт 1-го рода

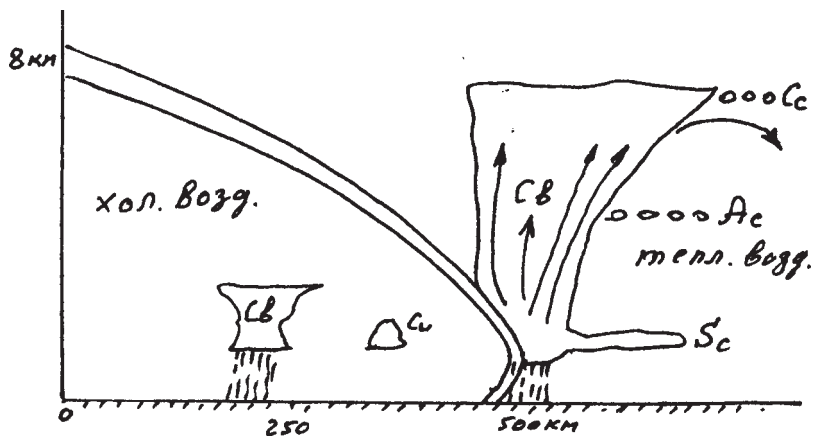


Рис. 8.3. Холодный фронт 2-го рода

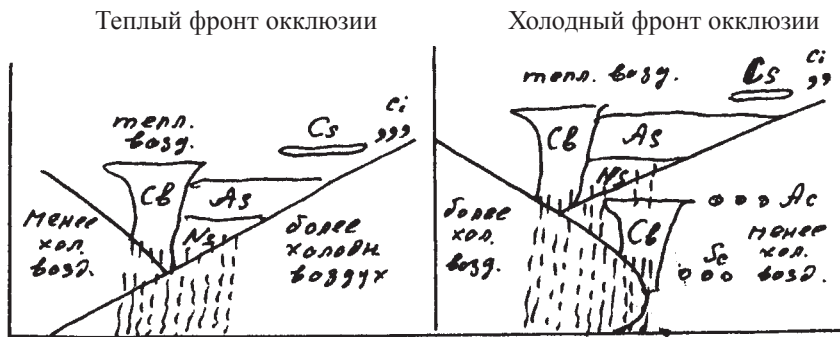


Рис. 8.4. Фронты окклюзии

активность теплых фронтов, их прохождение часто сопровождается снегопадами, метелями. При смыкании теплого и холодного фронтов образуются фронты окклюзии. В зависимости от соотношения температур воздуха перед теплым фронтом и за холодным фронтом различают фронты теплой, холодной и нейтральной окклюзии. Фронты окклюзии имеют сложные облачные системы.

## 8.2. Циклоны, антициклоны, стадии развития

Циклоном называется область низкого атмосферного давления (наименьшего в центре) с вихреобразным движением воздуха вокруг центра, против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке - в южном полушарии. Циклонический вихрь обычно имеет округлую или овальную форму с диаметром от нескольких сотен до 2-3 тыс. км. Высота его колеблется в широких пределах - от 1-2 до 8-10 км.

Процесс развития циклона подразделяют на три основные стадии:

1) стадия волны, характеризующаяся слабым искривлением стационарного фронта и появлением небольшой области низкого давления у вершины волны;

2) стадия молодого циклона, характеризующаяся образованием теплого сектора, хорошо выраженным холодным и теплым фронтами и системой нескольких концентрически замкнутых изобар;

3) стадия окклюдирования (начало затухания), характеризующаяся постепенным смыканием холодного и теплого участков фронта, влекущая за собой образование фронта окклюзии; теплый сектор, ввиду вытеснения

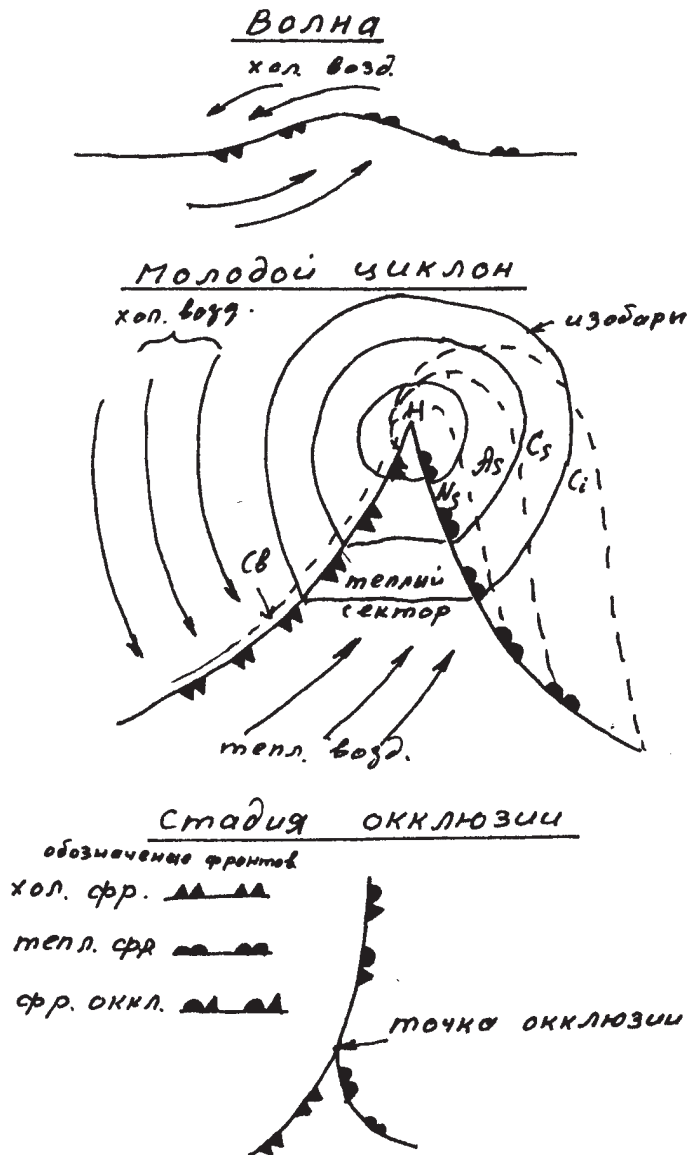


Рис. 8.5. Стадии развития циклона

теплого воздуха в верхние слои, постепенно сужается и, наконец, совсем исчезает. Циклон заполняется и прекращает свое существование.

Скорость перемещения циклонов 30-40 км/ч, иногда до 100 км/ч. От момента образования волны до заполнения циклона уходит 3-7 суток. За это время циклон проходит расстояния в тысячи км.

По мере удаления от центра циклона активность фронтов уменьшается. Так, если в центре циклона на теплом фронте наблюдается весь набор облаков, по мере удаления с начала исчезают слоисто-дождевые, затем высокослоистые и могут остаться лишь перистые облака.

В тылу циклонов обычно наблюдается рост давления с образованием подвижных антициклонов. Циклоны на фронтах часто образуются сериями по 4-5 циклонов.

Антициклоны области высокого атмосферного давления (наибольшего в центре) с вихреобразным движением воздуха относительно центра по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки - в южном.

В отличие от циклонов, в области антициклонов в приземном слое циркулируют, как правило, однородные воздушные массы, и поэтому во многих случаях атмосферные фронты отсутствуют. Чаще фронты располагаются на периферии антициклонов.

При образовании мощной инверсии оседания в центре антициклона безоблачная или малооблачная погода. Отсюда резко выраженный суточный ход температуры, летом высокая температура, зимой сильные морозы. В восточной области антициклона температура ниже, чем в западной части, в которую поступает воздух с низких широт.

## **9. ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ**

### **9.1. Оптические явления в атмосфере**

Оптические явления в атмосфере - это явления, воспринимаемые нашим органом зрения - глазом.

Оптические явления возникают при прохождении через атмосферу световых лучей видимой части спектра. Атмосфера представляет собой мутную, оптически неоднородную среду. Молекулы воздуха, взвешенные жидкие и твердые частицы (аэрозоли) рассеивают и поглощают световую радиацию, причем неодинаково в разных участках спектра. Кроме того,

световые лучи при прохождении через атмосферу встречаются на своем пути слои воздуха различной плотности, вихри и струйки, создаваемые турбулентностью, что вызывает преломление лучей.

Метеорологическая дальность видимости - это минимальное расстояние, на котором днем теряется видимость абсолютно черного объекта, наблюдаемого на фоне неба у горизонта и имеющего угловые размеры более 20 минут. На метеостанциях метеорологическая дальность видимости оценивается по девяти балльной шкале.

**Цвет неба.** Наиболее сильно рассеиваются в атмосфере голубые, синие и фиолетовые лучи. Поэтому безоблачное небо принимает голубую окраску. Чем чище атмосфера, тем ярче синева неба. По мере увеличения примесей в воздухе небо принимает более светлую окраску, переходя от голубого в белесый цвет. Ярko выраженный синий оттенок неба свидетельствует о наличии в данном месте чистого и сухого воздуха, имеющего обычно арктическое происхождение. Белесый оттенок служит признаком, как правило, большой запыленности воздуха, имеющего южное континентальное происхождение.

**Сумерки.** Сумерками называется промежуток времени от момента захода солнца до наступления темноты (вечером) и от конца темноты до момента восхода солнца (утром). Явление сумерек производит солнечный свет, рассеивающийся в более высоких слоях атмосферы при положении солнца за линией горизонта.

Гражданские сумерки заканчиваются, когда солнце оказывается за горизонтом под углом  $8^{\circ}$ . В этот момент естественная освещенность настолько незначительна, что затрудняется передвижение неосвещенного транспорта, а также чтение книги.

Астрономические сумерки, когда солнце опустится за горизонт на угол  $16-18^{\circ}$ . В это время полностью исчезает голубизна неба и становятся видимыми самые слабые звезды.

Продолжительность гражданских сумерек зависит от географической широты места, времени года и погодных условий. Самые короткие сумерки на экваторе - 23-24 мин. В высоких широтах увеличиваются, достигая на широте  $60^{\circ}$  в июле до 2 часов, а на широте  $80-90^{\circ}$  весной и осенью - до 30 дней. Высокие (перистые) облака несколько удлиняют продолжительность сумерек, а низкие и плотные - укорачивают.

**Заря.** Заря представляет собой разноцветную окраску неба у горизонта при заходе и восходе солнца. Окраска зари бывает разнообразной, но ее преобладающий цвет - оранжевый или красный. При большой

влагонасыщенности воздуха заря приобретает багрово-красную или оранжевую окраску, а при запыленности - светло-желтую или золотистую.

Багрово-красная заря - один из признаков приближения циклона. Светло-желтая, розовая или золотистая заря наблюдается в сухих воздушных массах, циркулирующих обычно в антициклонах, а поэтому она является признаком предстоящей ясной и сухой погоды.

**Рефракция.** Рефракцией называется искривление светового луча в атмосфере, обусловленное неодинаковым распределением плотности воздуха.

Если луч света следует от небесного светила, то наблюдаемая рефракция называется астрономической, а если от земного объекта - земной рефракцией.

Вследствие астрономической рефракции небесные светила продолжают быть видимыми, когда они фактически находятся ниже линии горизонта до 30-35 минут, ввиду чего продолжительность сумерек удлиняется против теоретической в умеренных широтах на 8-13 мин., а в высоких широтах - на 10-12 дней. При особо выраженной рефракции можно наблюдать искажение диска солнца или луны при их восходе или заходе.

В результате зимней рефракции при определенном распределении плотности воздуха в нижних слоях атмосферы могут возникать миражи. При миражах наблюдатель обычно видит и действительный предмет и ложный, расположенный сверху, снизу или сбоку. Иногда видно только мнимое изображение. Вид миража зависит от характера напластования разнородных по плотности воздушных слоев. Миражи бывают верхние, нижние и боковые.

Верхний мираж бывает при резко выраженной приземной инверсии температуры. Верхний мираж чаще всего наблюдается в полярных морях при тихой малооблачной погоде в утренние часы.

Нижние миражи образуются, когда у земли располагается сильно нагретый и менее плотный воздух, а несколько выше - более холодный и плотный воздух. Нижние миражи наблюдаются над обширными равнинами, в пустынях, в первую половину дня, при полном отсутствии ветра и ясной погоде.

## 9.2. Электрические явления в атмосфере

Окружающий нас воздух является носителем электрических зарядов, которые создают электрическое поле в атмосфере. Непосредственными носителями электрических зарядов являются атомы и молекулы газов, составляющих атмосферу и капли воды, ледяные кристаллы, а также частички пыли солей и других аэрозолей.

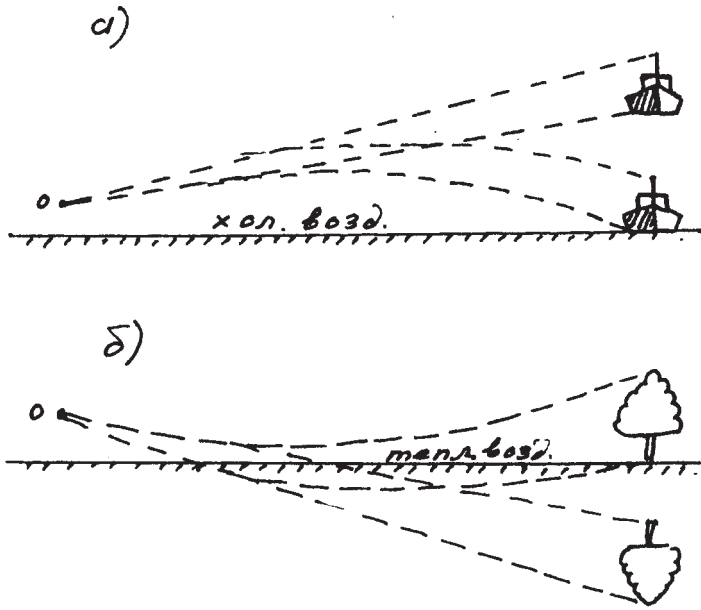


Рис. 9.2. Миражи: а) верхний; б) нижний

Под действием ионизирующих факторов (космические лучи, ультрафиолетовое излучение солнца, радиоактивное излучение веществ) нейтральные атомы и молекулы превращаются в положительно или отрицательно заряженные ионы. Чем больше содержание ионов в воздухе, тем выше его электропроводность. Наиболее ионизированные слои атмосферы образуют слои ионосферы, обладающие наряду с высокой электропроводностью также способностью отражать радиоволны.

Средняя напряженность электрического поля в нижних слоях тропосферы составляет около 130 В/м, а при грозе увеличивается до 50000 В/м и более.

Гроза представляет собой атмосферное явление, характеризующееся многократными электрическими (искровыми) разрядами между облаком и землей, между отдельными частями облака или между отдельными облаками, сопровождаемыми громом. Гроза возникает при наличии мощных кучево-дождевых облаков (Св), развивающихся в результате неустойчивого состояния атмосферы при высокой влажности воздуха. Под воздействием сильных



восходящих потоков воздуха и интенсивного перемешивания капель воды и кристаллов льда происходит электризация облачных элементов. Верхняя часть облака заряжается положительными зарядами, средняя - отрицательными и нижняя - вновь положительными. Облако, таким образом, становится разделенным на части с концентрированными противоположными зарядами, создающими электрические поля с громадным электрическим напряжением как внутри самого облака, так и окружающем около облачном пространстве. При достижении критического значения напряжения между отдельными разноименно заряженными очагами происходит разряд в виде молнии.

По внешнему виду различают линейные, плоские, четочные и шаровые молнии.

Чаще всего наблюдается *линейная молния*, представляющая собой гигантскую искру, иногда сильно разветвленную, длиной 2-3 км, а иногда при разряде между облаками - 15-20 км. Линейная молния чаще всего состоит из нескольких разрядов (импульсов), следующих друг за другом с промежутком в несколько сотых долей секунды. Общая продолжительность молнии не превышает десятых долей секунды.

*Плоская молния* представляет собой слабый (тихий) электрический разряд внутри облака или между облаками. Обычного грома этот вид молнии не создает. Этот вид молнии следует отличать от освещения отдельных облаков удаленной линейной молнией, когда из-за большого расстояния (более 15-20 км) гром не слышен. Такое явление называется зарницей.

*Четочная молния* - очень редкий вид молнии, состоящей из отдельных светящихся шаров диаметром в несколько см, располагающихся вдоль кривой по пути разряда, прошедшего перед ее появлением.

*Шаровая молния* появляется обычно после сильного разряда линейной молнии и имеет вид светящегося шара размером 10-20 см, иногда до 1 м.

Над континентами максимум гроз наблюдается в июне и июле. На морях, на побережьях северной части Атлантического океана преобладают зимние грозы.

В некоторых местностях вблизи экватора осадки выпадают каждый день и сопровождаются грозами.

Над континентами максимум гроз приходится на после полуденные часы, а над морем - на ночь. Это относится к грозам внутримассовым, т.е. грозам термической конвекции. Фронтальные грозы не зависят от времени суток, но и их повторяемость несколько возрастает в часы усиленной конвекции, т.е. после полудня над сушей и ночью над океанами и морями.

## Полярные сияния

По своей природе полярные сияния относятся к числу электрических явлений. Наблюдаются они главным образом в полярных районах земного шара. Внешний вид (форма) и окраска их весьма разнообразны.

Полярные сияния возникают в высоких слоях атмосферы от 80 до 1200 км и представляют собой свечение разреженных газов под действием электронного потока, идущего от солнца при взаимодействии с магнитным полем Земли.

Наиболее интенсивные и частые полярные сияния наблюдаются в периоды усиленной солнечной активности, характеризующимися увеличением числа солнечных пятен.

Наблюдениями установлена связь полярных сияний с магнитными бурями. Во время активных полярных сияний ухудшается или совсем прекращается радиосвязь.

Зависимости ближайшей погоды от полярных сияний не установлено.

## 10. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ ПО МЕСТНЫМ ПРИЗНАКАМ

1. Признаки наступления ненастной погоды:

а) появление и увеличение количества перистых облаков в виде нитей, перьев, часто с коготками. Переход их в перисто-слоистые облака, которые постепенно затягивают все небо. Наличие у появившихся перистых облаков “базы”, т.е. места на горизонте, где отдельные полосы облаков сходятся вместе. Ненастье наступает через 12-24 часа;

б) падение атмосферного давления, усиливающееся с течением времени;

в) нарушение нормального суточного хода температуры воздуха, ветра, облачности;

г) усиление ветра вечером или ночью; заметное по движению облаков усиление ветра на высотах, особенно при изменении его направления;

д) красный цвет вечерней зари, особенно если накануне заря была оранжевой. Появление гало в тонкой пелене перисто-слоистых облаков.

2. Признаки сохранения облачной погоды с осадками:

а) слабо выраженный суточный ход температуры воздуха;

б) атмосферное давление мало меняется или наблюдается медленное повышение его при выпадающих осадках и слабых ветрах;

в) если зимой при наступлении оттепели, сопровождающейся низкой сплошной облачностью, морозящими осадками и туманами, наблюдается устойчивый западный ветер, ненастная погода удержится длительное время до тех пор пока не изменится направление ветра.

3. Признаки улучшения погоды:

а) устойчивый рост атмосферного давления;

б) усиление ветра и изменение его направления, чаще всего на северные и северо-западные;

в) резкое понижение температуры, которое после перехода ветра к северным направлениям сопровождается прекращением осадков.

4. Признаки сохранения малооблачной погоды:

а) атмосферное давление либо продолжает расти, либо остается без изменения, если мало облачная погода стоит уже несколько дней. Если же мало облачная погода только что сменила ненастье, то отсутствие устойчивого роста давления приведет лишь к установлению непродолжительной хорошей погоды;

б) хорошо выраженный суточный ход всех метеорологических элементов, особенно ветра, температуры и облачности;

в) образование в летние ясные ночи приземных туманов или росы, а осенью - инея;

г) вечером заря, летом окрашенная в золотисто-желтый цвет, а в холодное время года - красная.

5. Признаки предгрозового состояния:

а) после сухого периода значительное увеличение абсолютной и относительной влажности, повышение температуры воздуха (жарко, душно "парит");

б) появление утром и быстрое развитие по высоте кучевых облаков, переходящих в мощные кучевые;

в) появление кучевой облачности перед вечером часто предвещает ночную грозу;

г) появление башенкообразных высоко кучевых облаков;

д) появление чечевицеобразных высоко кучевых облаков - хороший признак прохождения через 6-12 часов холодного фронта.

# **11. ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА**

## **11.1. Организация метеорологических наблюдений**

На территории России органом государственного управления в области гидрометеорологии и контроля за загрязнением природной среды является Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. В состав Федеральной службы входят территориальные управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Главными задачами гидрометеослужбы в области метеорологии являются:

- обеспечение научного, технического и организационного уровня работ по метеорологии;

- разработка и составление всех видов прогнозов погоды, изменений климата, радиационной обстановки, а также информации о состоянии природной среды государственных и общественных организаций;

- организации работ по искусственному воздействию на гидрометеорологические процессы в интересах народного хозяйства;

- осуществление государственного контроля за источниками загрязнения воздушного бассейна.

Вся система гидрометслужбы России состоит из четырех основных систем: получения информации, сбора и передачи информации, обработки информации, доведения информации до потребителя. Система получения информации состоит из наземной и космической подсистем.

В наземную подсистему входит сеть наблюдательных пунктов, включающая: около 3000 метеорологических станций, проводящие круглосуточные наблюдения; около 8000 постов, работающих по ограниченной программе; около 300 автоматических станций, установленных в трудно доступных районах. Информацию о погоде поставляют также транспортные суда морского флота, находящиеся в рейсе.

В наземную подсистему также входят:

- гидрологические станции и посты;

- аэрологические станции и станции ракетного зондирования;

- метеорологические радиолокационные станции;

- пункты самолетного зондирования;

- морские и океанические станции;

- ионосферные, геомагнитные, гелиофизические станции;

пункты контроля за загрязнением природной среды.

На наземных метеорологических станциях производятся наблюдения за метеорологическими элементами (температура и влажность воздуха, атмосферное давление, характеристики ветра, формы и количество облаков, метеорологическая дальность видимости, явления погоды, температура почвы, осадки, высота снежного покрова, на актинометрических станциях - характеристики солнечной радиации, радиационный баланс). Измерения на всех станциях производятся синхронно (единые сроки наблюдений) через 3 часа, начиная с 0 час., по Гринвичскому времени.

На сети аэрологических станций производится регулярное зондирование атмосферы до высоты 30-40 км (определяются: давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра).

На сети наземных метеорологических радиолокационных станций производятся наблюдения за развитием и движением облаков, грозами, образованием града, количеством выпавших осадков в радиусе до 300 км.

На ионосферных, геомагнитных, гелиофизических станциях проводят наблюдения за состоянием ионосферы, магнитного поля Земли, активностью Солнца.

Космическая подсистема получения информации состоит из нескольких метеорологических спутников и наземного комплекса приема, обработки и распространения метеорологической информации, включающего пункты приема в Москве, Новосибирске, Хабаровске. Спутники дают регулярную информацию о распределении облачности, состоянии снежного покрова, о тепловой энергии, отражаемой и излучаемой земной поверхностью и атмосферой.

Для составления прогноза погоды на несколько дней необходимо располагать данными о состоянии атмосферы северного полушария и даже всего земного шара.

Задачу международного обмена метеорологической информацией выполняет Всемирная служба погоды (ВСП) в рамках Всемирной метеорологической организации (ВМО). Три мировых центра (Москва, Вашингтон, Мельбурн) собирают данные со всего мира. Благодаря ВСП каждая страна имеет возможность собрать метеорологическую информацию с соседних стран за 1-2 час., данные со всего северного полушария - за 3-4 час., а со всего земного шара - за 7-10 час. Метеорологические службы стран ВМО обмениваются не только данными наблюдений, но и обработанным материалом: рассчитанные на ЭВМ карты будущего состояния атмосферы, данные с метеорологических спутников. Все это используется в оперативной

работе для составления всех видов метеорологических прогнозов и для научных целей.

## **11.2. Метеорологическое обслуживание народного хозяйства**

Одним из важных видов метеорологического обслуживания является метеорологическая информация, т.е. оповещение организаций о текущей или наблюдавшейся за непродолжительный период времени погоде над определенной территорией.

Метеорологическая информация подразделяется на:

регулярную, передаваемую в определенные сроки в соответствии с планом обслуживания;

экстренную (штормовую), в которой сообщается о возникновении опасного явления погоды, а также об его усилении или окончании;

эпизодическую - по отдельным запросам обслуживаемых организаций;

специальную, предназначенную для отдельных отраслей народного хозяйства (например, метелевые оповещения для железнодорожного транспорта).

Основной формой метеорологической информации является Ежедневный бюллетень погоды и состояния загрязнения природной среды. Он содержит схематическую карту погоды, обзор основных явлений погоды за прошедшие сутки, прогноз погоды на сутки, и на четверо суток, расчет температуры и осадков на 5-10 дней, климатические данные, характеристика и прогноз состояния загрязнения воздуха.

Важнейшим видом оперативного метеорологического обслуживания являются прогнозы погоды.

Прогнозы погоды разделяют по следующим признакам:

1) по территории:

а) по пункту (городу, аэропорту и т.п.);

б) по району (области, краю и т.п.);

в) по линии (авиационной трассе, железной дороге, реке и т.п.).

2) по времени:

а) краткосрочные (от нескольких часов до суток);

б) долгосрочные (малой заблаговременности - от 3 до 7-9 суток и большой заблаговременности - на месяц и на сезон).

3) по содержанию:

а) предупреждения об опасных явлениях погоды. К опасным явлениям погоды относятся: сильный ветер, шквал, ухудшение видимости, метели и поземки, интенсивные осадки, грозы, град, гололед, изморозь, резкие изменения температуры воздуха, очень высокие и очень низкие температуры воздуха, суховеи, заморозки на почве и в воздухе;

б) прогнозы погоды общего пользования, предназначенные для широких слоев населения и народнохозяйственных организаций;

в) специализированные прогнозы погоды, составляемые для метеорологического обеспечения авиации, сельского хозяйства, железнодорожного транспорта, речного флота, морского флота, лесосплава, рыбной промышленности, электростанций и т.п.

В краткосрочных прогнозах погоды общего пользования на день указывается ожидаемая максимальная температура воздуха, а на ночь - минимальная температура.

В прогнозах для пункта температура дается с интервалом в  $2^{\circ}$ , в прогнозах для района допускается интервал температуры в  $5^{\circ}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астапенко П.Д. Вопросы о погоде. - Л.: Гидрометиздат. 1987. - 120 с.
2. Гордиенко ИИ., Дремлюг В.В. Гидрометеорологическое обеспечение судоходства. - М.: Транспорт. 1989. - 238 с.
3. Гуральник И.И., Дудинский Г.П., Ларин В.В., Мамиконова С.В. Метеорология. - Л.: Гдрометиздат. 1982. - 440 с.
4. Дремлюг В.В., Шифрин Л.С. Навигационная гидрометеорология. - М.: Транспорт. 1978. - 304 с.
5. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометиздат. 1977. - 500 с.
6. Каневский З.М. Цена прогноза. Л.: Гидрометиздат. 1976. - 50 с.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии (физика атмосферы). - Л.: Гидрометиздат. 1976. - 560 с.
8. Угрюмов А.И. По сведениям гидрометцентра... СП, Гидрометиздат. 1994. - 230 с.
9. Федоров Е.К. Часовые погоды - Л.: Гидрометиздат. 1968. - 80 с.
10. Хромов С.П. Метеорология и климатология. - Л.: Гидрометиздат. 1968.



## Содержание

В В Е Д Е Н И Е .....	3
1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ .....	5
2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ .....	6
3. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ .....	7
4. ВОДА В АТМОСФЕРЕ .....	12
4.1. Характеристики влажного воздуха .....	12
4.2. Туманы и дымка .....	13
4.3. Облака .....	14
4.4. Атмосферные осадки .....	20
5. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ .....	21
6. ВЕТЕР И ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ .....	25
7. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ .....	28
8. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ И БАРИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ .....	32
8.1. Атмосферные фронты .....	32
8.2. Циклоны, антициклоны, стадии развития .....	35
9. ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ ...	37
9.1. Оптические явления в атмосфере .....	37
9.2. Электрические явления в атмосфере .....	40
10. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ ПО МЕСТНЫМ ПРИЗНАКАМ .....	42
11. ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА .....	44
11.1. Организация метеорологических наблюдений .....	44
11.2. Метеорологическое обслуживание народного хозяйства .....	46
Л И Т Е Р А Т У Р А .....	48

# **УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ**

**Моргунов Владимир Кириллович**

## **КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ**

**по курсу “Климатология и метеорология”**

**(для студентов III курса специальности 320600  
“Комплексное использование и охрана водных  
ресурсов”)**

**ч. 1**

## **МЕТЕОРОЛОГИЯ**

Ответственный за выпуск: Кайдалова С.Г.  
Компьютерная верстка: Шулика И.В.

Подписано в печать 21.06.99 с оригинал-макета  
Бумага офсетная №1, формат 60 на 84<sup>1/16</sup>, печать офсетная.  
Усл. печ. л. 2,9, тираж 300 экз., заказ №      Цена 18 руб.  
Лицензия ЛР №021257 от 27.11.97  
Новосибирская государственная академия водного транспорта  
(НГАВТ), 630099, Новосибирск, ул. Щетинкина, 33.

Отпечатано в отделе оформления НГАВТ.