

## 10. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

Наблюдения за погодой получили достаточно широкое распространение во второй половине 19 века. Они были необходимы для составления синоптических карт, показывающих распределение давления и температуры воздуха, ветра и осадков.

В результате анализа этих наблюдений сложилось представление о воздушных массах. Это понятие позволило объединять отдельные элементы, выявлять различные условия погоды и давать её прогнозы.

- **Воздушной массой называется большой объём воздуха, имеющий горизонтальные размеры несколько сотен или тысячи километров и вертикальные размеры – порядка 5 км, характеризующийся примерной однородностью температуры и влажности и перемещающийся как единая система в одном из течений общей циркуляции атмосферы (ОЦА)**

Однородность свойств воздушной массы достигается формированием её над однородной подстилающей поверхностью и в сходных радиационных условиях. Кроме того, необходимы такие циркуляционные условия, при которых воздушная масса длительно задерживалась бы в районе формирования.

Значения метеорологических элементов в пределах воздушной массы меняются незначительно – сохраняется их непрерывность, горизонтальные градиенты малы. При анализе метеорологических полей до тех пор, пока мы остаемся в данной воздушной массе, можно с достаточным приближением применять линейную графическую интерполяцию при проведении, например, изотерм.

Резкое возрастание горизонтальных градиентов метеорологических величин, приближающееся к скачкообразному переходу от одних значений к другим, или, по крайней мере, изменение величины и направления градиентов происходит в переходной (фронтальной зоне) между двумя воздушными массами.

В качестве наиболее характерного признака той или иной воздушной массы принимается псевдопотенциальная температура воздуха<sup>1</sup>, отражающая и действительную температуру воздуха и его влажность.

Поскольку более тёплая воздушная масса обычно бывает и более влажной, то разность псевдопотенциальных температур двух соседних воздушных масс бывает значительно большей, чем разность их действительных температур. Вместе с тем, псевдопотенциальная температура медленно изменяется с высотой в пределах данной

воздушной массы. Это её свойство помогает определять напластование воздушных масс одной над другой в тропосфере.

### 10.1. Масштабы воздушных масс

Воздушные массы имеют тот же порядок, что и основные течения общей циркуляции атмосферы. Линейная протяженность воздушных масс в горизонтальном направлении измеряется тысячами километров. По вертикали воздушные массы простираются вверх на несколько километров тропосферы, иногда до её верхней границы.

При местных циркуляциях, таких, например, как бризы, горно-долинные ветры, фены, воздух в циркуляционном потоке также более или менее обособлен по свойствам и движению от окружающей атмосферы. Однако в этом случае говорить о воздушных массах нельзя, поскольку масштаб явлений здесь будет иной.

Например, полоса, охваченная бризом, может иметь ширину всего 1-2 десятка километров, и потому не получит достаточного отражения на синоптической карте. Вертикальная мощность бризового течения также равна нескольким сотням метров. Таким образом, при местных циркуляциях мы имеем дело не с самостоятельными воздушными массами, а лишь с возмущённым состоянием внутри воздушных масс на небольшом протяжении.

Объекты, возникающие в результате взаимодействия воздушных масс – переходные зоны (фронтальные поверхности), фронтальные облачные системы облачности и осадков, циклонические возмущения, имеют тот же порядок величины, что и сами воздушные массы – сравнимы по площади с большими частями материков или океанов и время их существования – более 2-х суток (*табл. 10.1*):

Таблица 10.1

Примерные данные о соотношении горизонтальных и временных масштабов  
погодообразующих систем

Масштаб систем	Линейные размеры, км	Время существования, сутки
Мезомасштабные	10-100	0.5-1
Субсиноптические	100-500	1-2
Синоптические	500-1500	2-10
Планетарные	Тысячи	Десятки

Воздушная масса имеет чёткие границы, отделяющие её от других воздушных масс.

- **Переходные зоны между воздушными массами, обладающими различными свойствами, называются фронтальными поверхностями**

В пределах одной и той же воздушной массы можно с достаточным приближением применять графическую интерполяцию, например, при проведении изотерм. Но при переходе через фронтальную зону из одной воздушной массы в другую линейная интерполяция уже не даст правильного представления о действительном распределении метеорологических элементов.

## **10.2. Очаги формирования воздушных масс**

Воздушная масса приобретает чёткие характеристики в очаге формирования.

**Очаг формирования воздушных масс должен отвечать определённым требованиям:**

- Однородность подстилающей поверхности воды или суши, чтобы воздух в очаге подвергался достаточно сходным воздействиям.
- Однородность радиационных условий.
- Циркуляционные условия, способствующие стационарному воздуху в данном районе.

Очагами формирования обычно бывают области, где воздух опускается, а затем распространяется в горизонтальном направлении - этому требованию отвечают антициклонические системы. Антициклоны чаще, чем циклоны, бывают малоподвижными, поэтому формирование воздушных масс обычно и происходит в обширных малоподвижных (квазистационарных) антициклонах.

Кроме того, требованиям очага отвечают малоподвижные и размытые термические депрессии, возникающие над нагретыми участками суши. Наконец, формирование полярного воздуха происходит частично в верхних слоях атмосферы в малоподвижных, обширных и глубоких центральных циклонах в высоких широтах. В этих барических системах происходит трансформация (превращение) тропического воздуха, втянутого в высокие широты в верхних слоях тропосферы, в полярный воздух. Все перечисленные барические системы также можно назвать очагами воздушных масс уже не с географической, а с синоптической точки зрения.

### **10.3. Географическая классификация воздушных масс**

Воздушные массы классифицируют, прежде всего, по очагам их формирования в зависимости от расположения в одном из широтных поясов – арктическом, или антарктическом, полярном, или умеренных широт, тропическом и экваториальном.

**Согласно географической классификации, воздушные массы можно подразделить на основные географические типы по тем широтным зонам, в которых располагаются их очаги:**

- Арктический или антарктический воздух (АВ),
- Полярный<sup>2</sup>, или умеренный, воздух (ПВ или УВ),
- Тропический воздух (ТВ).

Данные воздушные массы, кроме того, подразделяют на морские (м) и континентальные (к) воздушные массы: мАВ и кАВ, мУВ и кУВ (или мПВ и кПВ), мТВ и кТВ.

- Экваториальные воздушные массы (ЭВ)

Что касается экваториальных широт, здесь происходит конвергенция (сходимость потоков) и подъём воздуха, поэтому располагающиеся над экватором воздушные массы обычно приносятся из субтропической зоны. Но иногда выделяют самостоятельные экваториальные воздушные массы.

Иногда, кроме очагов в точном смысле слова, выделяют районы, где зимой воздушные массы трансформируются из одного типа в другой при их перемещении. Это районы в Атлантике южнее Гренландии и в Тихом океане над Беринговым и Охотским морями, где кПВ превращается в мПВ, районы над Юго-восточной частью Северной Америки и к югу от Японии в Тихом океане, где кПВ превращается в мПВ в процессе зимнего муссона, и район на юге Азии, где азиатский кПВ превращается в тропический воздух (также в муссонном потоке)

### **10.4. Особенности формирования воздушных масс**

#### **Азиатско-Тихоокеанского региона**

Арктический воздух формируется в Северном полярном бассейне, а зимой также над северными частями материков (Таймыр, Колыма, Чукотка, арктическая Америка). АВ характеризуется низкими температурами, малым влагосодержанием и большой прозрачностью. Вторгаясь в низкие широты, АВ создает похолодания. Прогреваясь при

движении к югу над морем, а летом – над сушей, АВ приобретает неустойчивую стратификацию в нижних слоях атмосферы.

Летом арктический воздух выходит на дальневосточные моря, в частности, на Охотское, через море Лаптевых и бассейн р. Колымы, не вызывая похолодания, так как преобладающий летом на Охотском море морской воздух значительно холоднее арктического, прогревающегося при прохождении над материком и, кроме этого, при переваливании через Становой хребет приобретающего свойства фена. Над Охотским морем он трансформируется в морской полярный воздух. Но на Берингово море арктический воздух вторгается непосредственно из Северного Ледовитого океана, вызывая резкие похолодания, особенно в северной половине моря, где он сравнительно медленно трансформируется в морской умеренный воздух.

Арктические и антарктические воздушные массы в основном континентальные, поскольку формируются над замерзшими поверхностями, хотя в дальнейшем они могут трансформироваться, проходя над не замерзшими акваториями океанов. В южном полушарии аналогом АВ является антарктический воздух, массы которого формируются над Антарктидой и примыкающими к ней частями океанов, покрытыми ледяным покровом.

Зимой на пути вхождения арктического воздуха лежит мощный сибирский антициклон с более холодным континентальным воздухом умеренных широт, поэтому арктический воздух при прохождении над континентом дополнительно охлаждается. Таким образом, основная адвекция холода идет зимой не из Арктики, а из западных континентальных районов. Воздух умеренных широт, по сравнению с полярными районами, зимой имеет более низкие температуры воздуха не только у поверхности Земли, но и в значительной толще тропосферы.

Континентальный умеренный воздух поступает на дальневосточные моря преимущественно в зимний период (зимний муссон). Континентальный умеренный воздух образуется в области сибирского антициклона – над Монголией, Китаем, Забайкальем, Якутией, Верхним Амуром, захватывая Ленско-Колымский район, где зимой у Земли также преобладает поле повышенного давления.

Огромная территория очага формирования континентального умеренного воздуха и различные условия инсоляции дают возможность естественного разделения его на два типа: холодный (сибирский) и менее холодный (китайский). Континентальный умеренный воздух, формирующийся непосредственно в центральной части сибирского антициклона характеризуется очень низкими температурами воздуха (ниже, чем в арктическом

бассейне), мощными приземными инверсиями и малой влажностью. Устойчивый сухой и холодный континентальный умеренный воздух при движении с северо-запада на юго-восток создает зимний муссон с сильными западными и северо-западными ветрами и резкими понижениями температуры воздуха. Над тёплым Японским морем устойчивый континентальный умеренный воздух согревается, увлажняется, и на юге моря становится неустойчивым и может давать ливневые осадки.

Континентальный умеренный воздух, формирующийся на южной периферии сибирского антициклона (Монголия и Китай), имеет более высокие температуры, и при вторжениях на Японское море и прилегающую акваторию Тихого океана он увлажняется и трансформируется в морской умеренный воздух.

Летом при формировании континентального умеренного воздуха над прогретым материком повышается его неустойчивость, только ночное выхолаживание может на короткое время создать устойчивую стратификацию (приземную инверсию) в самом нижнем слое воздушной массы. При выходе на морские акватории континентальный умеренный воздух быстро трансформируется в морской умеренный воздух, формирующийся над дальневосточными морями и северной частью Тихого океана.

Морской умеренный воздух, является воздухом летнего муссона, и представляет собой относительно тёплую и влажную массу, формирующуюся в области северотихоокеанского антициклона. Над холодными водами северо-западной части Японского моря и Охотским морем морской умеренный воздух выхолаживается и почти всегда находится в состоянии насыщения влагой с типичными конденсационными формами устойчивой воздушной массы – слоистой облачностью, моросью и чрезвычайно густыми туманами, сохраняющимися по несколько дней. При южных, юго-восточных ветрах слоистая облачность, морось и туман выносятся в прибрежную зону с глубиной проникновения от 10 до 50 км ("летний вынос"). Зимой морской умеренный воздух также имеет устойчивую стратификацию, поступая с тёплого океана на более холодные дальневосточные моря.

Тропический воздух чаще попадает в умеренные широты не из тропических, а из субтропических широт, а летом формируется над материками даже на юге умеренной зоны.

Очаг формирования морского тропического (субтропического) воздуха – область тихоокеанского субтропического антициклона. Континентальный тропический воздух образуется над центральным Китаем и Монголией и отличается сухостью, низкой прозрачностью и высокими температурами воздуха.

### **10.5. Трансформация воздушных масс**

При изменении циркуляционных условий воздушная масса как единое целое смещается из очага своего формирования в соседние районы, взаимодействуя с другими воздушными массами.

При перемещении воздушная масса начинает изменять свои свойства – они уже будут зависеть не только от свойств очага формирования, но и от свойств соседних воздушных масс, от свойств подстилающей поверхности, над которой проходит воздушная масса, а также от длительности времени, прошедшего с момента образования воздушной массы.

Эти влияния могут вызвать изменения в содержании влаги в воздухе, а также изменение температуры воздуха в результате высвобождения скрытой теплоты или теплообмена с подстилающей поверхностью.

- **Процесс изменения свойств воздушной массы называется трансформацией или эволюцией.**

Трансформация, связанная с движением воздушной массы, называется динамической. Скорости перемещения воздушной массы на разных высотах будут различными, наличие сдвига скоростей вызывает турбулентное перемешивание. Если нижние слои воздуха нагреваются, то возникает неустойчивость и развивается конвективное перемешивание.

Обычно процесс трансформации воздушной массы продолжается от 3 до 7 суток. Признаком его окончания является прекращение изменений температуры воздуха день ото дня как вблизи земной поверхности, так и на высотах – т.е. достижение температуры равновесия.

- **Температура равновесия характеризует температуру, свойственную данному району в данное время года.**

Процесс достижения температуры равновесия можно рассматривать, как процесс формирования новой воздушной массы.

Особенно интенсивно протекает трансформация воздушных масс при смене подстилающей поверхности, например, при смещении воздушной массы с суши на море.

Ярким примером может служить трансформация континентального умеренного воздуха над Японским морем зимой.

При перемещении континентального умеренного воздуха над Японским морем он трансформируется в воздух, близкий по свойствам к морскому умеренному воздуху, который зимой занимает акваторию Тихого океана.

Континентальный умеренный воздух характеризуется малой влажностью и очень низкими температурами воздуха. Трансформация холодного континентального воздуха над Японским морем протекает очень интенсивно, особенно это относится к случаям резких вторжений, когда воздушная масса находится в начальной стадии трансформации.

Основную роль в термической трансформации воздуха в приземном слое играет турбулентный теплообмен между воздушной массой и морской подстилающей поверхностью.

Интенсивность прогрева холодного воздуха над морем прямо пропорциональна разности температур воды и воздуха. Согласно эмпирическим оценкам, величина термической трансформации холодного воздуха у морской поверхности прямо пропорциональна произведению

$$(T - T_w) * t,$$

где  $T$  – температура континентального воздуха,  $T_w$  – температура поверхности моря,  $t$  – время (в часах) перемещения континентального воздуха над морем.

Поскольку разность температур между воздухом континентального муссона и температурой поверхности моря над Японским морем превышает 10-15 °С у берегов Приморья, то прогревание воздуха у поверхности моря происходит очень быстро и зависит от его пути, пройденного над морем.

Кроме того, при поступлении холодного воздуха на тёплую подстилающую поверхность Японского моря возрастает его неустойчивость. Величина вертикального температурного градиента в приземном слое (100-150 м) быстро возрастает с высотой.

Отметим, что при слабом ветре воздух прогревается сильнее, чем при сильном ветре, но при этом прогревается только тонкий приземный слой атмосферы. При сильном ветре в перемешивание вовлекается слой воздуха большей толщины – до 1.5 км и более. Интенсивный турбулентный теплообмен, косвенным индикатором которого служит значительная повторяемость умеренных и сильных ветров над морем, благоприятствует быстрому распространению тёплого воздуха вверх. При этом адвекция холода с высотой возрастает, что приводит к повышению неустойчивости воздушной массы.

При перемещении над морем континентальный воздух не только прогревается, но и обогащается влагой, что также повышает его неустойчивость в соответствии с понижением уровня конденсации.



При подъёме влажного воздуха в результате процессов конденсации происходит выделение скрытой теплоты парообразования. Выделяющаяся теплота конденсации (скрытая теплота парообразования) идет на нагревание воздуха. При подъёме влажного воздуха падение температуры происходит уже по влажноадиабатическому закону, т.е. медленнее, чем в случае сухого воздуха.

По мере перемещения над морем, сопровождающегося прогревом и увлажнением, воздушная масса приобретает черты неустойчивой, по крайней мере, в нижнем 1.5-километровом слое атмосферы. В ней интенсивно развивается не только динамическая, но и термическая конвекция. Об этом свидетельствует образование кучевообразной облачности, представляющей собой деформированные закрытые ячейки. Эти ячейки под влиянием ветра вытягиваются в виде цепочек от берегов Приморья до западных берегов Японии, где их мощность увеличиваются и они дают осадки.

Образование облачности над морем и изменение облачности вдоль пути воздушной массы, в свою очередь, приводит к изменениям температуры воздуха. Образовавшаяся облачность экранирует уходящее излучение и создает противоизлучение атмосферы.

Кроме того, по периферии облачной ячейки формируются нисходящие потоки воздуха. При опускании воздух удаляется от состояния насыщения и адиабатически нагревается. Суммарный нисходящий поток над морем может давать существенный вклад в изменение температуры воздуха над морем.

Дополнительно в сторону роста температуры воздуха играет роль изменение альбедо: перемещение воздуха происходит зимой с континента, где преобладает снежный покров (альбедо в среднем 0.7), на открытую поверхность моря (альбедо в среднем 0.2). Данные условия могут повысить температуру воздуха на 5-10 °С.

Накапливание теплого воздуха у восточных берегов Японского моря активизирует процессы образования облачности и осадков, что, в свою очередь, отражается на формировании поля температуры воздуха.

## **10.6. Термодинамическая классификация воздушных масс**

С точки зрения трансформации воздушных масс их можно классифицировать на тёплые, холодные и нейтральные. Такая классификация носит название термодинамической.

- **Тёплой (холодной) называют воздушную массу, которая теплее (холоднее) окружающей её среды и в данном районе постепенно охлаждается (нагревается), стремясь приблизиться к тепловому равновесию**

Под окружающей средой здесь понимается характер подстилающей поверхности, её тепловое состояние, а также соседние воздушные массы.

Относительно тёплой (холодной) называется воздушная масса, которая теплее (холоднее) окружающих воздушных масс, и которая продолжает прогреваться (охлаждаться) в данном районе, т.е. является холодной (тёплой) в указанном выше смысле.

Чтобы определить, охлаждается или прогревается воздушная масса в данном районе, следует в течение несколько дней сравнивать температуру воздуха, измеренную в один и тот же срок, или же средние суточные температуры воздуха.

- **Местной (нейтральной) воздушной массой называют массу, находящуюся в тепловом равновесии со своей средой, т.е. день за днем сохраняющую свои свойства без существенных изменений.**

Таким образом, трансформирующаяся воздушная масса может быть и тёплой, и холодной, а по завершении трансформации она становится местной.

На карте  $OT_{1000}^{500}$  холодной воздушной массе соответствует ложбина или замкнутая область холода (очаг холода), тёплой – гребень или очаг тепла.

Воздушная масса может характеризоваться как неустойчивым, так и устойчивым равновесием. Данное разделение воздушных масс учитывает один из важнейших результатов теплового обмена – вертикальное распределение температуры воздуха и соответствующий ему вид вертикального равновесия. С устойчивыми (УВМ) и неустойчивыми (НВМ) воздушными массами связаны определённые условия погоды.

Нейтральные (местные) воздушные массы в любой сезон могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми в зависимости от начальных свойств и направления трансформации той воздушной массы, из которой образовалась данная воздушная масса. Над материками нейтральные воздушные массы летом, как правило, неустойчивы, зимой – устойчивы. Над океанами и морями такие массы летом чаще устойчивы, зимой неустойчивы.

## 10.7. Характеристики устойчивых воздушных масс

- **Устойчивой** называют воздушную массу, в которой преобладает устойчивое вертикальное равновесие, т.е. в основной её толще вертикальный температурный градиент  $\gamma$  меньше влажноадиабатического  $\gamma_{ва}$

Термическая конвекция в УВМ не развивается, а динамическая развита слабо. Среднее значение вертикального температурного градиента в УВМ обычно меньше  $0.6^\circ/100\text{м}$ . Здесь встречаются слои инверсии и изотермии (задерживающие слои).

В УВМ могут возникать облака динамической конвекции – слоистые и слоисто-кучевые. Если же динамическая конвекция развита незначительно, например, при слабых ветрах, или же уровень конденсации лежит выше верхней границы динамической конвекции, то наблюдается ясная погода.

Значительных осадков в УВМ не наблюдается, из слоистых облаков, достигших значительной вертикальной мощности, в ряде случаев могут выпадать морозящие осадки, а из слоисто-кучевых зимой – слабый снег. Ввиду малого вертикального обмена скорость приземного ветра более или менее слабая. В случае мощных приземных инверсий у Земли преобладает штиль. Благодаря слабому вертикальному обмену, в УВМ обычно наблюдаются дымки, а в ряде случаев и туманы.

### 10.7.1. Тёплая устойчивая воздушная масса

#### Условия подстилающей поверхности

Тёплая устойчивая воздушная масса над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года. Обычно это воздушная масса, перемещающаяся с тёплого океана на холодный материк. Над океанами и морями тёплая устойчивая воздушная масса отмечается в основном в тёплую половину года, когда тёплый воздух с материка смещается на холодную водную поверхность.

#### Синоптические условия

Тёплая устойчивая воздушная масса поступает в данный район в тёплых секторах циклонов и примыкающих к ним северных окраин антициклонов.

#### Типичная погода

Сплошная слоистая или слоисто-кучевая облачность, иногда с выпадением морозящих осадков или с образованием адвективных туманов. Суточный ход метеорологических элементов выражен слабо. Возможно возникновение адвективной инверсии температуры, в особенности при движении воздушной массы над охлажденной

поверхностью с большой теплоемкостью (снежный покров, поверхность моря). Турбулентное перемешивание может «поднять» инверсию к верхней границе турбулентного слоя. В отдельных случаях вертикальная мощность слоистых облаков возрастает настолько, что они достигают своей верхней границей уровня кристаллизации, превращаются в слоисто-дождевые и начинают давать обложные осадки.

Вертикальное распределение температуры воздуха представлено слоями инверсии и изотермии, либо малых температурных градиентов до высоты 4 км.

### **10.7.2. Холодная устойчивая воздушная масса**

#### **Условия подстилающей поверхности**

Холодная устойчивая воздушная масса наблюдается над материками, в основном, зимой. Над океанами и морями – как правило, не отмечается.

#### **Синоптические условия**

Антициклонические системы в целом, особенно – центральные части антициклонов.

#### **Типичная погода**

Основной тип – морозная безоблачная погода, иногда с радиационными туманами. Дополнительный тип – значительная и сплошная слоистая и слоисто-кучевая облачность, иногда слабые снегопады.

Радиационные инверсии температуры воздуха в нижней толще тропосферы.

## **10.8. Характеристики неустойчивых воздушных масс**

- **Неустойчивой (НВМ) называется воздушная масса, в основной толще которой преобладает влажнеустойчивое равновесие**

Здесь различают абсолютную неустойчивость, или сухонеустойчивость, когда  $\gamma > \gamma_{ва}$ , и относительную неустойчивость, или влажнеустойчивость, когда  $\gamma > \gamma_a$ .

Среднее значение вертикального температурного градиента в НВМ чаще всего более  $0.6^\circ/100\text{м}$ . В неустойчивой воздушной массе может развиваться как термическая, так и динамическая конвекция. Чем слабее ветер, тем более преобладает термическая конвекция. При значительных скоростях ветра и быстром изменении его с высотой роль динамической конвекции возрастает.

Для НВМ характерны кучевые и кучево-дождевые облака. Если преобладает динамическая конвекция, то облачность частично или полностью имеет характер слоисто-кучевой, иногда довольно большой вертикальной мощности.

Скорость ветра в неустойчивой воздушной массе при одной и той же величине барического градиента больше, чем в устойчивой. Ветер часто бывает порывистым, а при прохождении кучево-дождевых облаков наблюдаются шквалы. Наиболее ярко неустойчивость проявляется в образовании мощных кучево-дождевых облаков, выпадении ливневых осадков, развитии гроз.

Чем больше неустойчивость воздушной массы, тем на большую высоту может подняться данная воздушная масса.

### **10.8.1. Тёплая неустойчивая воздушная масса**

#### **Условия подстилающей поверхности**

Тёплая неустойчивая воздушная масса над материками наблюдается летом, вблизи побережий морей может наблюдаться и зимой. Над океанами и морями тёплая неустойчивая воздушная масса наблюдается в холодную половину года.

#### **Синоптические условия**

Условия, при которых воздушная масса может быть неустойчивой достаточно разнообразны. Тёплая воздушная масса может быть неустойчивой в тёплых секторах циклонов и на западной периферии антициклонов. Как правило, неустойчива относительно тёплая воздушная масса во вторичных тёплых секторах циклонов.

#### **Типичная погода**

Кучевая, иногда кучево-дождевая облачность с ливневыми осадками, часто с грозами, в том числе, ночными, радиационными туманами (преимущественно после выпадения дождя и ночного прояснения).

Вертикальный температурный градиент в значительном слое атмосферы больше влажноадиабатического.

### **10.8.2. Холодная неустойчивая воздушная масса**

#### **Условия подстилающей поверхности**

Холодная неустойчивая воздушная масса над материками наблюдается летом, над океанами и морями – преимущественно в холодное полугодие.

#### **Синоптические условия**

Холодная неустойчивая воздушная масса наблюдается в тыловых частях циклонов за холодными фронтами и частично примыкающими к ним окраинами антициклонов.

### Типичная погода

Кучевая, кучево-дождевая облачность, ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся, иногда днем грозы, ночью над материками наблюдаются радиационные туманы. Суточный ход метеорологических элементов особенно велик. Холодная неустойчивая воздушная масса особенно характерно проявляется ранней весной – «апрельская погода», когда в северной зоне умеренных широт ещё лежит снег, а в южной зоне почва уже заметно прогрелась.

## 10.9. Оценка устойчивости воздушных масс

Неравномерная адвекция температуры на различных высотах приводит к возрастанию устойчивости, если с высотой адвекция тепла усиливается или адвекция холода уменьшается. При уменьшении адвекции тепла с высотой или возрастании адвекции холода происходит повышение неустойчивости воздушной массы. Наибольший эффект имеет место, когда знак адвекции в нижнем слое противоположен знаку адвекции в верхнем слое. Радиационное охлаждение верхнего слоя воздушной массы способствует возрастанию неустойчивости, а нагревание – возрастанию устойчивости.

Величина  $\gamma_{ва}$  сильно зависит от температуры воздуха и меньше от давления (табл. 10.2). Отсюда следует, что более тёплая воздушная масса относительно и более неустойчива, чем холодная – температура в ней с высотой падает медленнее, чем в холодной, поэтому более тёплая воздушная масса имеет возможность подняться на большую высоту, пока её температура не сравняется с температурой окружающей среды и прекратится подъём.

Таблица 10.2

Зависимость  $\gamma_{ва}$  от температуры и давления воздуха

Давление, гПа	T, °C	$\gamma_{ва}$ , °C/100м
1000	20	0.44
	0	0.66
	-20	0.88
	<-45	$\gamma_{са}=0.98$

500	20	0.34
	0	0.52
	-20	0.78

Кроме того, при одних и тех же условиях более влажная масса относительно неустойчивее менее влажной воздушной массы. Другими словами, чем ниже уровень конденсации в воздушной массе, тем она относительно более неустойчива при прочих равных условиях.

Это можно проиллюстрировать следующими соображениями. Температура поднимающейся частицы воздуха до уровня конденсации изменяется по сухоадиабатическому закону, т.е. температура воздуха понижается на  $0.98^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ , выше уровня конденсации – по влажноадиабатическому закону, т.е. в среднем с  $\gamma_{\text{ва}}=0.66^{\circ}\text{C}/\text{м}$  (см. табл. 10.2).

Очевидно, при одной и той же начальной разности между воздушной частицей и средой и при одном и том же значении  $\gamma$  в окружающем воздухе частица поднимется на большую высоту (где её температура сравняется с температурой окружающей среды и прекратится подъём), если происходит подъём влажного воздуха и в процессе подъёма будет достигнуто насыщение водяного пара, и на меньшую высоту, если поднимается сухой или менее влажный воздух.

Особенно велико влияние на устойчивость воздушной массы свойств подстилающей поверхности.

Если воздушная масса теплее подстилающей поверхности, то в приземном слое она охлаждается. У Земли температуры воздуха могут стать ниже, чем на более высоких уровнях. В этом случае в атмосфере могут образоваться задерживающие слои. Воздушная масса становится устойчивой, по крайней мере, в нижнем слое атмосферы.

Если воздушная масса холоднее подстилающей поверхности, то в приземном слое она прогревается, увеличиваются контрасты температуры между нижними слоями атмосферы и вышележащими, величина  $\gamma$  быстро возрастает и создаются благоприятные условия для развития конвекции. Воздушная масса становится неустойчивой.

Свойства УВМ и НВМ подвержены суточному ходу.

Например, летом над сушей неустойчивая воздушная масса ночью приобретает многие свойства устойчивой. Исчезают конвективные облака, возникают приземные инверсии и даже радиационные туманы.

Устойчивая воздушная масса над сушей бывает наиболее выражена ночью. Таким образом, определяя, является ли данная воздушная масса над сушей устойчивой или неустойчивой, основное внимание надо обращать на явления погоды, развивающиеся днем.

Над морем наблюдается обратный суточный ход свойств УВМ и НВМ. Следовательно, над морем более показательны явления погоды, наблюдающиеся ночью, особенно это относится к неустойчивым воздушным массам.

Но всё же более часто встречаются воздушные массы со слабо выраженной неустойчивостью или устойчивостью, и нелегко бывает решить, к какому типу их отнести.

### **Примечания к главе 10.**

**1. Псевдопотенциальная температура воздуха** – температура, которую бы принял воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала весь содержащийся в нём водяной пар сконденсировался при неограниченно падающем давлении и выпал из воздуха и выделившаяся скрытая теплота пошла бы на нагревание воздуха, а затем воздух был бы приведён под стандартное давление.

**2. Термин «полярный воздух»** относится к воздушным массам, формирующимся на широтах от 50° до 70°.

В метеорологической литературе прошлых лет воздух умеренных широт иногда называли полярным воздухом в противопоставлении тропическому, когда его ещё не разделяли от арктического (согласно воззрениям Дове, 1837 г., Фицроя, 1863 г., Я.Бьеркнесса и Сульберга, 1919-1922 гг.). Когда были изучены свойства воздушных масс Арктики (Туром Бергероном, который впервые в корректной форме дал понятие о воздушных массах в его “*Veber die dreidimensional verknupfende Wetteranalyse*”.–Teil 1.-Geof. Publ. 5, 6.-Oslo, 1928.) и обнаружены существенные его отличия от воздуха умеренных широт, стали выделять собственно арктический воздух. В ранних синоптических исследованиях арктический воздух иногда называли "настоящий полярный", "свежий полярный", а прежнее название "полярный воздух" оставалось в применении воздушным массам умеренных широт от  $\varphi=45-50^{\circ}\text{N}$  до  $\varphi=70^{\circ}\text{N}$ .

Термин "переходный" воздух также иногда встречается в применении к воздуху умеренных широт, который после выделения собственно арктического воздуха рассматривался как "буферная", переходная зона между двумя довольно устойчивыми и резко различными по своим свойствам воздушными массами - арктической и тропической.