12. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

Атмосфера является чрезвычайно подвижной средой, где постоянно формируются и разрушаются вихри различных размеров. Самые мелкие из них со скоростями ветра 100-200 м/с – торнадо (в Европе их называют тромбами), обладающие большой разрушительной силой, способные поднимать в воздух автомобили, вырывать из Земли с корнем вековые деревья, стирать с лица Земли поселения, имеют диаметр от 20 м до 1-2 км. Время их существования – от нескольких минут до нескольких часов.

Наиболее крупные атмосферные вихри – *внетропические циклоны и антициклоны*, имеющие различные размеры и достигающие в диаметре нескольких тысяч километров (*рис. 12.1*).

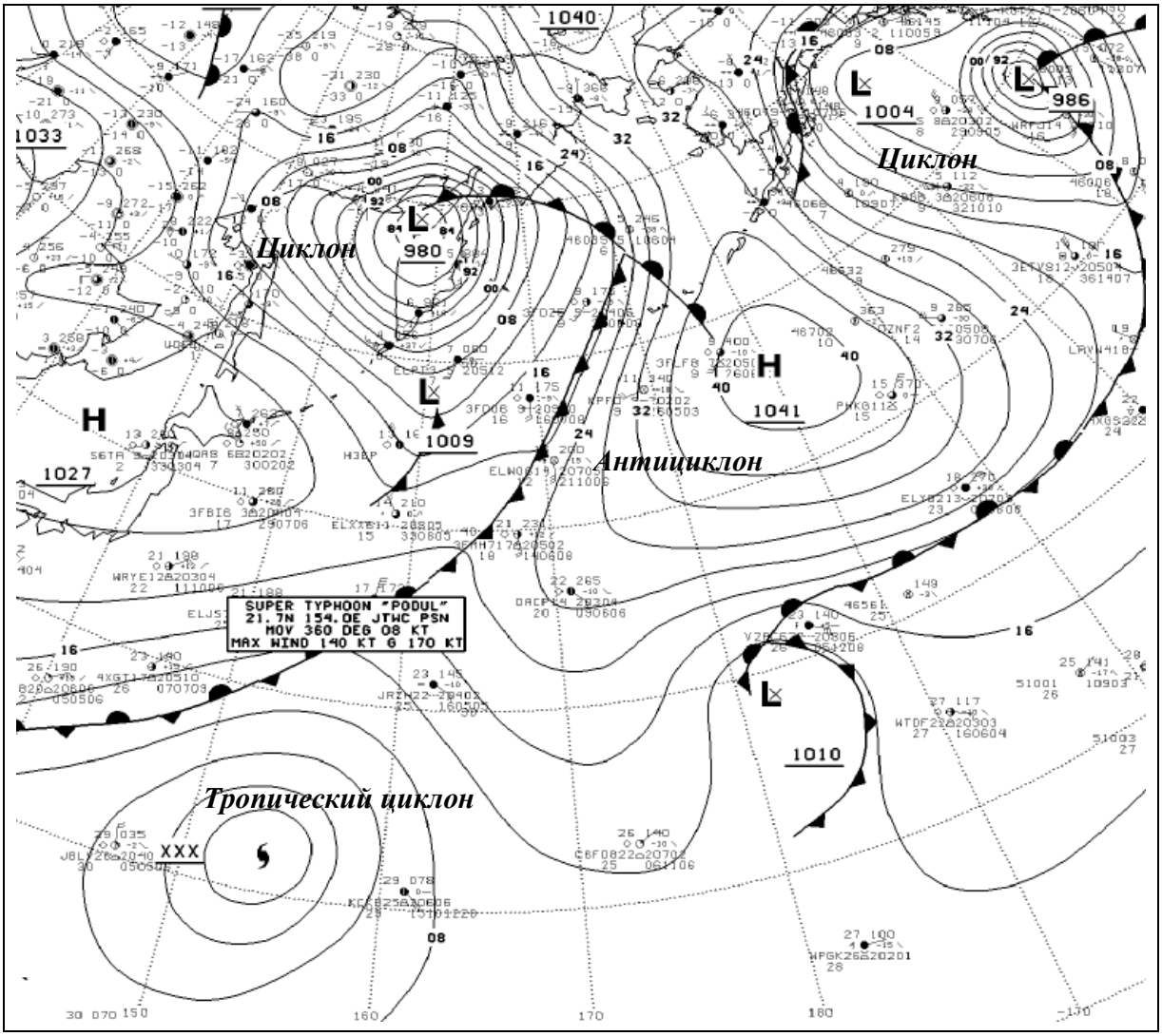


Рис. 12.1. Атмосферные вихри на карте погоды
(http://weather.noaa.gov/fax/surface.shtml#sfpac)

Кроме внетропических циклонов и антициклонов выделяют ещё тропические циклоны, субтропические антициклоны.

Тропические циклоны (*рис. 12.2, см. рис. 12.1*) зарождаются в штилевой зоне над океанами (преимущественно между широтами 5-20° обоих полушарий). В зависимости от района образования тропические циклоны они носят следующие названия: в тропической зоне Тихого океана – тайфуны, в Атлантике – ураганы, в Австралии – вилли-вилли.

По сравнению с внетропическими вихрями, тропические циклоны имеют меньшие размеры (десятки и сотни километров), но обладают значительно большими энергетическими ресурсами.

В северном полушарии тропические циклоны образуются преимущественно во второй половине лета и осенью, в южном полушарии – чаще в декабре-марте. Давление в центре тропического циклона в среднем составляет 960-970 мб, но зафиксированы значения до 900 мб и ниже.

Интересной особенностью тропических циклонов является глаз бури – зона в центре, имеющая круглую форму, диаметром до нескольких десятков километров (до 60 км).

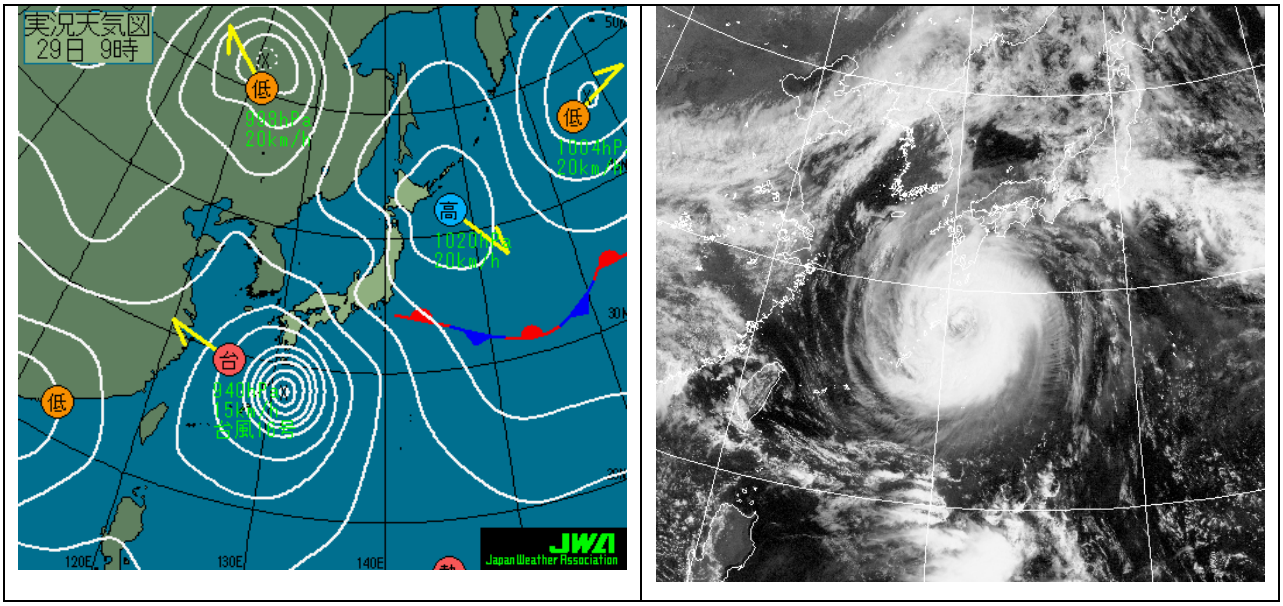


Рис. 12.2. Тропический циклон у берегов Японии 29 августа 2004 г. (http://tenki.jp/): карта погоды (слева) и спутниковый снимок облачности

В этой зоне наблюдаются мощные нисходящие движения воздуха, значительно повышающие температуру воздуха, отсутствие облачности и осадков, слабые ветры.

Градиент давления в тропическом циклоне достигает 20-40 гПа на 100 км, иногда 40-60 гПа на 100 км. Тогда как в самых крупных внетропических циклонах градиенты редко превышают 5-10 гПа на 100 км.

При прохождении тропического циклона возникают скорости ветра, не поддающиеся измерениям. О них судят по разрушениям, остающимся после прохождения тропического циклона. Осадки тропических циклонов можно сравнить с водопадами, низвергающимися с неба. Тропические циклоны наносят огромный материальный ущерб и уносят немало человеческих жизней.

Субтропические антициклоны возникают над океанами по обе стороны от 30-35 параллели. На климатических картах выделяют перманентные субтропические антициклоны в северном полушарии: северотихоокеанский максимум в Тихом океане, азорский антициклон – в Атлантике, в южном полушарии: южноатлантический, южнотихоокеанский.

Первые попытки представления об атмосферных вихрях – циклонах и антициклонах – оформились в середине 19 века, когда было замечено, что внетропические циклоны и антициклоны играют особо важную роль в изменении погоды на больших пространствах.

Обычно с прохождением циклона связывают ненастную погоду с дождями и сильными ветрами. Но циклон состоит из нескольких разнородных воздушных масс, различающихся по характеристикам погоды. В циклоне может быть и ненастная и солнечная погода – в зависимости от свойств воздушных масс в передней и тыловой его частях.

С антициклонами связывают ясную солнечную погоду без осадков со слабыми ветрами. Но встречаются антициклоны и со сплошной облачностью, осадками, свежими ветрами. Зимой антициклоны приносят с севера морозную погоду с хорошей видимостью. Летом в антициклонах развиваются кучевые и кучево-дождевые облака с ливнями и грозами.

Горизонтальная протяженность циклонов и антициклонов значительно превышает протяженность по вертикали, которая в основном ограничена пределами тропосферы.

Диаметр циклонического вихря может достигать 2-3 тысяч километров, диаметр антициклона – 3-4 тысяч километров.

12.1. Основные определения

На картах погоды можно увидеть *одноцентровые и моногоцентровые* циклоны и антициклоны, когда два или более центра ограничены общими замкнутыми изобарами или изогипсами. При этом нередко для циклонических областей применяют термин *«двухцентровая депрессия», «многоцентровая депрессия».*

Как для циклонов, так и антициклонов, допускается использование терминов *«барическое образование»*, «*ослабевает», «старый», «молодой», «активизируется», «размытое барическое образование»,* а также *«минимум»* или *«барический минимум»* – для циклонического поля, *«максимум»* или *«барический максимум»*– для антициклонического поля.

При характеристике интенсивности циклона употребляют термины: *«глубокий циклон»* – вихрь с несколькими замкнутыми изобарами и низким давлением в центре; *«неглубокий циклон»* – при давлении в центре на 5-10 мб ниже, чем на периферии, *«заполняющийся циклон»* – при повышении давления в центре, *«углубляющийся циклон»* – при понижении давления в центре.

При характеристике интенсивности антициклона – *«мощный»* или *«слабый» антициклон,* в случае роста давления в центре антициклона употребляют термин *«усиливается»*, в случае понижения давления в центре – *«разрушается», «ослабевает»*.

- **Циклогенез – условия термобарического поля тропосферы, благоприятные для возникновения и развития циклонов, антициклогенез – условия термобарического поля тропосферы, благоприятные для возникновения и развития антициклонов**

- Если два циклона или антициклона имеют примерно одинаковую интенсивность и очерчены общей замкнутой изобарой, то их называют *сопряженными.*
- Циклон, возникший на периферии уже существующего, более глубокого, называют *вторичным или частным*.
- Антициклон, возникший на периферии уже существующего, более мощного, называют *вторичным или частным*.

Барические образования смещаются в соответствии с основным переносом воздушных масс с запада на восток. Но при этом их траектории могут иметь свои особенности. В целом у циклонов преобладают траектории, направленные с юго-запада на северо-восток, у антициклонов – с северо-запада на юго-восток.

Обычно при характеристике траектории употребляются дополнительно название географического района либо части света, откуда смещается барическое образование: южный циклон – циклон, смещающийся с юга, западный – с запада. Термин *«полярный»* у антициклона означает смещение с северо-запада, *ультраполярный* – с северо-востока, *«ныряющий»* циклон означает перемещение с севера или северо-запада на юг или юго-восток.

В некоторых районах барические образования становятся малоподвижными и могут существовать (стационировать) длительное время.

- Длительно существующие обширные глубокие малоподвижные циклоны называют *центральными*.
- Малоподвижные длительно существующие области высокого давления называют *стационарными* или *блокирующими* антициклонами.

При этом сюда вливаются новые барические образования того же знака. В этом случае говорят о *синоптических центрах действия атмосферы*, указывая их географическое положение (исландский циклон, северотихоокеанский антициклон и т.д.).

На климатических картах атмосферного давления (месячных, сезонных и годовых) выявляются климатологические центры действия атмосферы (ЦДА). Например, алеутская депрессия, северотихоокеанский максимум, исландский минимум и т.д.

12.1.1. Вертикальная протяжённость барических образований

Различают приземные, низкие, средние, высокие, а также верхние и стратосферные циклоны и антициклоны

- Приземные циклоны и антициклоны прослеживаются только на приземной карте погоды.
- Низкие барические образования имеют замкнутые изобары у Земли и на $АТ_{850}$ и $АТ_{700}$ и отсутствуют на вышележащих уровнях.
- Средние барические образования отмечаются в нижней и средней тропосфере (вплоть до $АТ_{500}$). При этом на $АТ_{500}$ могут наблюдаться и разомкнутые изогипсы, образующие в случае циклона гребень над восточной частью приземного центра и ложбину над западной, в случае антициклона –гребень над западной частью и ложбину над восточной.
- Высокие циклоны и антициклоны прослеживаются во всей толще тропосферы, вплоть до $АТ_{300}$.

• Кроме этого, выделяют *верхние* барические образования – когда они прослеживаются на высотах при их отсутствии в нижних слоях атмосферы.

• Отдельно можно выделить *стратосферные* циклоны и антициклоны– когда высокие барические образования простираются в стратосферу, либо самостоятельно образовались там.

12.1.2. Оси барических образований

При анализе барических образований важное место занимают понятия о разного рода осях. Так различают: горизонтальные оси симметрии, вертикальные оси вращения, высотные оси.

• *Горизонтальные оси* (малая и большая) служат для характеристики горизонтальных размеров барического образования в случае его эллиптической формы. При круговых изобарах или изогипсах говорят о радиусе или диаметре циклона и антициклона.

• *Вертикальную* ось вращения проводят на каждом уровне (AT_{850}, AT_{700}, AT_{500} и т.д.) через центр барического образования. Внетропические циклоны и антициклоны не имеют единой для всех уровней оси вращения, в отличие от смерчей и торнадо.

• *Высотная* ось – линия, соединяющая приземный центр барического образования с его центрами на высотных картах. Высотная ось может быть криволинейной. В случае молодых, недавно возникших барических образований ось обычно имеет наклон к горизонту. В случае высоких, старых, малоподвижных барических образований наклон оси невелик, она считается квазивертикальной.

Поскольку давление в тёплой и холодной воздушных массах изменяется с высотой по-разному, кроме того, по-разному проявляется связь изменений давления и температуры в нижней тропосфере и на более высоких её уровнях – то можно отметить, что тёплой воздушной массе на высоте соответствует область повышенного давления, холодной – пониженного. Поэтому высотная ось циклона наклонена в сторону наиболее холодной воздушной массы (обычно на северо-запад), а ось антициклона– в сторону наиболее тёплой (обычно на юго-запад).

По мере своего развития циклон становится высоким и холодным барическим образованием. На начальных стадиях развития циклон является низким барическим образованием, в центре циклона температура выше, чем на периферии. Для антициклонов

– наоборот. Старый антициклон является обычно высоким и тёплым вихрем, а молодой – низким и холодным.

12.1.3. Фронтальные и нефронтальные барические образования

Большая часть циклонов и антициклонов относятся к фронтальным барическим образованиям.

Вследствие неравномерного распределения тепла по широтам и постоянного переноса холодных и тёплых масс воздуха в тропосфере происходит неравномерное распределение горизонтальных градиентов температуры.

Районы, где происходит сближение тропосферных масс воздуха с различными температурными свойствами, называются тропосферными фронтальными зонами. При определённой структуре термобарического поля здесь наиболее резко проявляется нестационарность атмосферных процессов.

Именно фронтальные зоны тропосферы играют большую роль в развитии циклонов и антициклонов. Фронтальные зоны тропосферы являются зонами наибольших запасов потенциальной энергии, которая расходуется на образование циклонов и антициклонов.

При этом фронтальные циклоны образуются на тёплой (антициклонической) стороне высотной фронтальной зоны, которая называется антициклонической, антициклоны– на холодной (циклонической).

Кроме фронтальных барических образований, могут существовать и *нефронтальные* циклоны и антициклоны, формирующиеся в однородной воздушной массе под воздействием прогрева или охлаждения подстилающей поверхности и локально связанные с конкретным районом. Их называют *термические* или *местные* циклоны и антициклоны.

Зимой местные циклоны возникают над открытыми морями, окружёнными холодной сушей, летом– над прогретыми участками континента.

Термические антициклоны летом возникают над охлажденными морями, зимой – над выхоложенными частями суши.

Как правило, местные или термические барические образования – это неглубокие и размытые барические образования с малыми барическими градиентами. Продолжительность их существования может не превышать нескольких часов.

Под влиянием местного препятствия на наветренной стороне иногда возникают *орографические* антициклоны, на подветренной – орографические циклоны. Орографические циклоны и антициклоны обычно привязаны к конкретному физико-географическому району (например, орографические циклоны северного Кавказа, Скандинавии), они малоподвижны и исчезают при смене направления воздушного потока.

При благоприятных циркуляционных условиях и термические и орографические циклоны и антициклоны могут превратиться во фронтальные барические образования и приобрести поступательное движение.

12.1.4. Теории возникновения и развития барических образований

С тех пор как более 100 лет были назад обнаружены циклоны и антициклоны на картах погоды, предлагались различные теории их образования и развития и в соответствии с этим, различные модели барических образований.

Еще в 1820 г. английский метеоролог Люк Говард (Howard L.) в своей книге о климате Лондона дал описание состояния погоды и её развития, используя понятия теплых и холодных воздушных масс. В то время, когда не было ещё синоптических карт, он рисовал яркую и правильную трёхмерную синоптическую картину общего вида предфронтальной дождевой облачности и её основных воздушных потоков.

В 1861-1865 гг. английский шкипер Джинмен (Jinmam G.) предложил асимметричную модель циклона, включающую в себя два различных воздушных течения, пересекающихся в двух «областях слияния», из которых область, расположенная западнее (очевидно, холодный фронт), более заметна. Модель Джинмена была основа на многолетнем опыте изучения ветров о облаков в циклонах. Но вследствие отсутствия связи науки и практики в метеорологии того времени замечательным наблюдениям Джинмена не было уделено должного внимания.

В 1863 г. английским исследователем адмиралом Фиц-Роем (Fitz Rrroy R.), первым руководителем лондонской метеорологической службы, была предложена модель внетропического циклона.

Фиц-Рой наблюдал, что циклон обычно состоит из двух воздушных масс с различными температурами, влагосодержанием и движением. С замечательным предвидением Фиц-Рой отчетливо представлял, что внетропические циклоны образуются на границе двух различных воздушных потоков. Фиц-Рой заметил, что внетропический

циклон редко появляется один – обычно имеется серия из 2-3 или более циклонов, причем, каждый из них движется в кильватере другого.

К несчастью, его работа была прервана из-за преждевременной кончины Фитц-Роя в 1865 г., и дальнейшее развитие его теории было задержано примерно до 1905 г., вплоть до появления работ Лемпферта и Шоу (о чем сказано ниже). Тенденция циклонов появляться сериями, замеченная Фиц-Роем, была через 60 лет вновь открыта Бьеркнесом и Сульбергом (1922).

Модель циклона по Ли

Первая модель циклона, отображающая сущность трёхмерной структуры фронтального циклона, относится к 1878 г. Автором её был ученый Ли (Ley W., Англия). Данная модель более известна по работам Абекромби и Мариотта (Abercromby R., Mariott W., 1883, Англия), который представил её как схему, показывающую распределение погоды в циклоне.

По схеме Ли в передней части циклона видна хорошо известная в настоящее время последовательность облаков восходящего скольжения, заканчивающаяся «дождевыми» облаками (теперь они носят название слоисто-дождевых) и обложным дождем. «Линия шквала», отделяющая переднюю часть циклона от тыловой, соответствует холодному фронту.

Модель Ли являлась предвестником трёхмерной модели потока в развитом циклоне Пальмена (Palmen E.), опубликованной в 1931 г.

Главным недостатком модели Ли является то, что в ней отсутствует концепция фронта и модель не учитывает развитие циклона.

Но фактически Ли в 1878 г. и В. Кеппен (W. Koppen) в 1879 г. видели характерные признаки важного явления, которое мы сейчас называем холодным фронтом. Название «линия шквала» ввел французский метеоролог Дюран-Гревиль (Durand-Greville E.) в 1890 г., впрочем, считающий эту линию «независимым организмом», что помешало считать его первооткрывателем фронтального циклогенеза.

В течение последующих почти 50-ти лет (даже после открытия бергенской модели циклона в 1918 г.) наиболее популярной моделью циклона в центральной Европе была модель циклона, опубликованная немецким метеорологом Юлиусом Ганном (Hann J.).

В 1906 г. ученые Шоу и Лемперта (Shaw W., Lempfert R., Лондон) предложили новую модель циклона. Однако, модель Шоу и Лемперта не нашла систематического

применения в практике Британской службы погоды. Модель оживляет основные черты забытой модели Фиц-Роя, правда, здесь уже показаны признаки теплого фронта.

Модель циклона по Бьеркнесу и Сульбергу

В 1917-1918 гг. норвежские ученые Я. Бьеркнес и Сульберг (Bjerknes J., Solberg H.) предложили трёхмерную модель молодого циклона и открыли теплый фронт, который в течение почти 60 лет ускользал от внимания метеорологов.

Открытия и работы норвежских ученых (Бергенская школа) под руководством Я. Бьеркнеса достаточно широко известны.

В противоположность предшествующим моделям, модель Я. Бьеркнеса почти сразу привлекла к себе внимание.

Открытие Я. Бьеркнесом в 1919 г. процесса окклюзии привело к тому, что модель циклона перестала быть статичной и дало ключ к познанию жизни циклонов и была непосредственно увязана с реальной погодой.

Бьеркнес нашел, что холодный воздух образует клин под теплым воздухом и наклон поверхности раздела («ведущей поверхности») составляет около 1:100. Термин фронтальная поверхность и номенклатура фронтов были введены в работе Бьеркнеса и Сульберга (1922) и позднее были развиты Т. Бержероном (1928-1937 гг.).

В последующие годы, когда стали доступны аэрологические наблюдения, появились некоторые расширения схемы и её деталей в работах В. Бьеркнеса, Т. Бержерона, Е. Пальмена, но существенные характерные черты и процессы, предположенные Я. Бьеркнесом в 1918 г., выдержали испытание временем.

Уже ранние исследования Я. Бьеркнеса и Х. Сульберга (а также В. Бьеркнеса), относящиеся к 20-м годам, показали, что циклоны обычно проходят через серию типичных стадий. Трёхмерный вариант бергенской модели окклюзии получил дальнейшее развитие в работах Е. Пальмена (Palmen E., 1930).

Основные теории возникновения циклонов

Итак, представления о механизме возникновения циклонов и антициклонов вплоть до 20-го столетия не отличались ясностью и были весьма упрощенными. Анализ исследований в этом направлении позволяет выделить следующие основные теории возникновения циклонов и антициклонов: *конвекционную, механическую, волновую, дивергентную и адвективно-динамическую теории циклонов и антициклонов.*

Конвекционная теория циклонов

В конце 19 столетия наиболее популярной была термическая (конвекционная или конденсационная) теория возникновения барических образований: циклонов – над теплыми участками земной поверхности, антициклонов – над выхоложенными. Эта теория связана с именами Эспи (1841 г.), Феррела (1856 г.), Рейне (1872 г.), Гельмгольца (1856).

По их мнению, главным источником процесса образования и развития барических образований является выделение скрытой теплоты парообразования при формировании облаков и атмосферных осадков.

Конвекционная теория циклонов не могла объяснить возникновения мощных зимних циклонов над холодной поверхностью суши и антициклонов над теплыми океанами.

Позже, в 1876 г. известный немецкий ученый Ганс подверг конвекционную теорию серьезной критике, показав на основе метеорологических наблюдений на горных станциях, что в циклонах температура воздуха ниже, чем в антициклонах.

При рассмотрении общего характера макропроцессов выяснилось, что аномалии температуры подстилающей поверхности обусловливают тенденцию к сохранению, усилению и стабилизации барических систем определённого знака. Но эти положения можно лишь в самом общем виде отнести к возникновению отдельных возмущений.

К таким возмущениям относятся, например, местные (термические) циклоны и антициклоны – мало интенсивные и малоподвижные, развитие которых действительно объясняется термическими причинами. Причем, для генезиса циклона важно не абсолютное нагревание, а контрасты температуры, которые зависят не только от термических различий подстилающей поверхности, но и от различий в температуре располагающихся рядом воздушных масс.

В подавляющем большинстве циклоны и антициклоны возникают независимо от температурного режима подстилающей поверхности. Термический режим может в дальнейшем играть второстепенную (модифицирующую) роль в эволюции уже возникших барических образований.

Современный синоптический опыт подтверждает, что подавляющее большинство циклонов и антициклонов являются фронтальными образованиями.

Меньшая их часть относится к внутримассовым образованиям, которые возникают под непосредственным влиянием со стороны подстилающей поверхности и не играют существенной роли в атмосферной циркуляции.

Механическая теория циклонов

В 80-х годах 19 века П.И. Броуновым была предложена механическая теория циклонов. Согласно этой теории, восходящие движения в циклонах возникают не там, где подстилающая поверхность нагрета, а всюду, где имеются значительные горизонтальные градиенты температуры и адвекция тепла.

Поднимающийся воздух переносится общими течениями атмосферы и растекается в горизонтальном направлении. В районе восходящих движений создаются условия, при которых масса воздуха уменьшается и происходит понижение давления. В возникающую область пониженного давления со всех сторон втекает воздух и под влиянием отклоняющей силы вращения Земли возникает вихревое движение воздуха против часовой стрелки.

Антициклоны образуются в результате нисходящих движений воздуха и создания его избытка, что приводит к повышению давления в данном районе и возникновению вихревого движения по часовой стрелке.

Движение циклонов и антициклонов объяснялось переносом теплого и холодного воздуха, а их эволюция – нарушением баланса между притоком воздуха у поверхности Земли в циклоне и оттоком на высотах, а также оттоком воздуха у поверхности Земли в антициклоне и притоком его на высотах.

Волновая теория циклонов

В начале 20-го века группой норвежских метеорологов были исследованы и разработаны положения об атмосферных фронтах. В 1919-1921 гг. Я. Бьеркнесс и Г. Сульберг сформулировали положение о том, что циклоны возникают как волновые возмущения на атмосферных фронтах. Была сформулирована теория, согласно которой внетропические циклоны представлены волнообразными возмущениями на полярном фронте.

Волновая теория объясняет первоначальное понижение давления и образование циклонического возмущения, но не содержит полного объяснения развития циклона.

В последующие годы вопросу о волнах на фронтах было посвящено много исследований в России и за рубежом (Н.Е. Кочин, Э. Пальмен, Я. Бьеркнес, Т. Бержерон и др.). Однако основная проблема возникновения и развития циклонов не была решена.

Циклоны и антициклоны возникают и развиваются при наличии в атмосфере соответствующих запасов энергии, которые оцениваются по горизонтальным контрастам

температуры между холодным и теплым воздухом в тропосфере. Однако, волновая теория не давала объяснения как происходит развитие возникшего циклонического возмущения.

Дивергентная теория циклонов

Применение в исследовательской и оперативной работе анализа атмосферных фронтов (фронтологического анализа) на приземных картах погоды и волновой теории возникновения циклонов расширило общие познания об атмосферных процессах и фронтах.

В годы активного внедрения метода фронтологического анализа (1930-1932 гг.) С.И. Троицким и В.М. Михелем было установлено, что антициклоны усиливаются, если над приземным центром ветры в средней тропосфере конвергируют (сходятся), и, наоборот, антициклоны ослабевают, если ветры над их приземным центром в средней тропосфере расходятся (дивергируют).

Таким образом, при конвергенции течений в средней тропосфере над приземным антициклоном скорости ветра усиливаются, что приводит к накоплению воздуха и увеличению атмосферного давления – усилению антициклона. При дивергенции течений в средней тропосфере скорости ветра ослабевают, происходит отток воздуха, и давление понижается – антициклон разрушается.

В 1934 г. Р. Шерхаг в Германии опубликовал работу «Теория высокого и низкого давления». В своей работе он сделал попытку доказать, что изменение давления в приземном слое воздуха определяется структурой поля давления на высотах (в средней тропосфере). Анализируя карты барической топографии автор пришел к выводу, что под расходящимися изогипсами давление у поверхности Земли понижается, а под сходящимися – повышается.

На практике дивергентная теория оказалась весьма полезной, но несколько односторонней, поскольку не учитывала сложного комплекса факторов, участвующих в процессах цикло- и антициклогенеза. Согласно данной теории, основная проблема изменений давления сводилась к изучению структуры поля давления на высотах.

Адвективно-динамическая теория циклонов и антициклонов

В 1939-1943 гг. в Центральном институте погоды Х.П. Погосян и Н.Л. Таборовский разработали адвективно-динамическую теорию циклонов и антициклонов.

По адвективно-динамической теории изменение давления в данном районе обусловлено горизонтальным переносом (адвекцией) холодного или теплого воздуха и

динамическими факторами (перераспределением масс воздуха за счёт отклонения действительного ветра от градиентного).

Адвективное сближение холодных и теплых воздушных масс вызывает увеличение горизонтальных градиентов температуры во фронтальной зоне. Здесь увеличиваются горизонтальные градиенты давления и скорости воздушных течений.

В направлении перемещения воздушных течений скорости воздушных течений изменяются. В районе входа (конвергенции) фронтальной зоны скорости воздушных течений увеличиваются, в районе дельты (дивергенции) – уменьшаются. В районе входа таким образом происходит накопление масс воздуха и, следовательно, динамический рост давления, в районе дельты – убывание воздушных масс и динамическое падение давления.

Это связано с тем, что в районах дивергенции и конвергенции ветер отклоняется от градиентного, и процессы становятся нестационарными. Вследствие накопления воздушных масс под областью входа фронтальной зоны давление повышается и в приземном слое возникает антициклон, а под областью дельты давление понижается и возникает циклон.

Дальнейшее развитие циклонов и антициклонов зависит главным образом от продолжения или прекращения адвекции холода и тепла. Если адвекция продолжается, продолжается и возрастание горизонтальных контрастов температуры и скоростей ветра во фронтальной зоне, а, следовательно, нестационарность движения и динамическое изменение давления.

Наоборот, если адвекция прекращается, контрасты температуры уменьшаются, нестационарность и динамические изменения ослабевают и циклон или антициклон прекращает свое развитие.

Адвективно-динамическая теория циклонов и антициклонов учитывает лишь главные факторы, участвующие в изменении давления и возникновении и развитии атмосферных вихрей. Поэтому применение основных её положений не всегда оказывается достаточным для точного прогноза. При анализе возникновения и эволюции циклонов и антициклонов следует учитывать не только адвективные изменения температуры, но и адиабатические её изменения, которые обусловлены вертикальными движениями воздуха и происходят вследствие расширения или сжатия воздуха при его подъёме или опускании. Х. Погосяном (1956 г.) было установлено, что по мере углубления циклона в его системе происходит непрерывное понижение температуры воздуха, а в системе антициклона □– непрерывное её повышение в результате адвективного и адиабатического процессов.

Х.П. Погосяном и Н.Л. Таборовским эмпирически был установлен критерий цикло- и антициклогенеза: циклон (антициклон) возникает или углубляется (усиливается) под дельтой (входом) фронтальной зоны тогда, когда горизонтальный градиент температуры в средней части ВФЗ превышает 8°С/1000 км (16 гп.дкм на 1000 км по карте $\mathbf{OT_{1000}^{500}}$) или когда скорость ветра на уровне AT_{500} превышает 60-70 км/ч.

В дальнейшем Н.Л. Таборовский дал более точное теоретическое обоснование адвективно-динамической теории, применяя гидродинамическую теорию изменения давления, разработанную И.А. Кибелем в 1940г.

Метод Кибеля впоследствии был усовершенствован теорией, основанной на уравнении тенденции вихря скорости. Однако, эмпирические зависимости, полученные в работах Х.П. Погосяна и Н.Л. Таборовского используются в прогностической практике в настоящее время, поскольку они качественно верно отражают наблюдаемые изменения давления.

12.2. Условия возникновения барических образований

Подавляющее большинство циклонов, возникающих в умеренных широтах, являются фронтальными волновыми возмущениями.

Фронтальные циклоны (и антициклоны) являются результатом возникновения на тропосферном фронте динамически неустойчивых бароклинных волн. Бароклинная неустойчивость определяется как динамическая неустойчивость в основном переносе (в общем, зональном) в атмосфере, связанная с наличием меридионального градиента температуры, и, следовательно, термического ветра. Атмосфера при этом находится в квазигеострофическом равновесии (состояние движения, при котором горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли уравновешивает силу горизонтального барического градиента во всех точках поля, т.е. ветер в точках поля является геострофическим, что может быть принято в свободной атмосфере, за исключением экваториальных широт) и обладает статической устойчивостью.

Возмущение состояния равновесия в атмосфере выражается в волновом движении. Если амплитуда волны убывает со временем, то общее состояние движения устойчивое (и волну можно назвать устойчивой). При возрастании амплитуды волны со временем состояние движения является неустойчивым (волна неустойчивая). Волны на фронтах бывают и устойчивыми и неустойчивыми. Устойчивые волны связаны с неглубокими депрессиями в барическом поле, и их влияние на погоду невелико. Гораздо важнее

неустойчивые фронтальные волны, развивающиеся с постепенно возрастающей амплитудой до тех пор, пока возмущение не превратится в вихрь.

Факторами волнообразования в атмосфере являются сжимаемость воздуха, сила тяжести, разрыв в поле ветра, вращение Земли.

В результате сжимаемости воздуха возникают продольные звуковые волны, которые по своим характеристикам не имеют ничего общего с циклонами.

Сила тяжести обусловливает возникновение гравитационных волн (примером являются волны на поверхности воды от брошенного камня). При волновом движении происходит колебательный переход потенциальной энергии в кинетическую и обратно. Гравитационные волны устойчивы и постепенно затухают вследствие трения. Гравитационные волны в атмосфере имеют длины в десятки и сотни метров, т.е. на много порядков ниже порядка циклонических возмущений.

Волны, связанные с разрывом ветра, в отличие от гравитационных волн, неустойчивы, причем, амплитуда растёт со временем тем быстрее, чем меньше длина волны.

Под влиянием сил инерции – центробежной и кориолисовой – возмущение в среде также может привести к волновому движению с пространственно-временными масштабами, сходными с масштабами циклонических волн. Хотя атмосфера не имеет постоянной угловой скорости, вследствие наличия системы ветров, несмотря на это, при существующих ветрах волны инерции циклонических размеров в атмосфере будут устойчивыми (а в реальных условиях они неустойчивы).

Таким образом, циклонические волны не могут быть чисто инерционными, не являются они и гравитационно-инерционными. Циклонические волны – это комплексные волны, в образовании которых играют роль все три фактора: сила тяжести, инерция (вращение Земли), сдвиг (разрыв в поле ветра). Неустойчивость циклонических волн обусловлена именно наличием разрыва ветра на фронтальной поверхности (волны разрыва или сдвига).

Устойчивость, обусловленную силой тяжести, принято называть статической или гравитационной, устойчивость, обусловленную силами инерции и, в частности, отклоняющей силой вращения Земли, – динамической устойчивостью, неустойчивость, обусловленную разрывом ветра, – разрывной неустойчивостью.

Степень устойчивости возникающих циклонических волн будет различной, в зависимости от их длины, поскольку с длиной волны меняется как статическая, так и динамическая устойчивость. Разрывная неустойчивость не зависит от длины волны.

Неустойчивые волны будут возникать в интервале длин от 500 до 3000 км (синоптический масштаб), где статическая устойчивость убывает, поскольку возросшая отклоняющая сила приближает орбиты колебательных движений частиц к горизонтальному положению, динамическая устойчивость возрастает вместе с отклоняющей силой, но их сумма не перекрывает разрывную неустойчивость.

12.2.1. Оценка общих условий цикло- антициклогенеза

Вспомним, что для оценки тенденции возникновения вращательного движения в атмосфере используется вихрь скорости $\mathbf{\Omega} = \nabla \times \mathbf{V}$, который имеет определённую величину и направление и является характеристикой локального вращения около мгновенных осей в движущейся атмосфере. Вращательные движения в вертикальной плоскости (вокруг осей X и Y) для вихрей синоптического масштаба малы. В синоптической метеорологии под вихрем понимают вертикальную составляющую вихра скорости (*завихренность*).

- **С изменениями вихря скорости тесно связаны изменения барического поля во времени**

- **Знаки изменений вихря и давления (геопотенциала) противоположны**

Для возникновения барических образований в том или ином районе необходимы такие циркуляционные условия, при которых обеспечивается либо относительное понижение давления (в районе возникновения циклонов) или его повышение (в районе возникновения антициклонов). Другими словами, необходимо оценить изменение со временем циклонического или антициклонического вихря $\frac{\partial \mathbf{\Omega}}{\partial \mathbf{t}}$.

Поскольку

$$\mathbf{\Omega} = \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}} - \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{y}}, \quad \mathbf{\Omega} = \frac{\mathbf{g}}{\ell} \nabla^2 \mathbf{H},$$

то

$$\frac{\partial \mathbf{\Omega}}{\partial \mathbf{t}} = \frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial}{\partial \mathbf{t}} \nabla^2 \mathbf{H}.$$

Т.е. для оценки условий циклогенеза или антициклогенеза следует оценить знак $\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}} \nabla^2 \mathbf{H}$.

Циклогенезу благоприятствует положительная адвекция вихря скорости, или

$$\frac{\partial\Omega}{\partial t} > 0, \quad \frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H > 0.$$

Антициклогенезу благоприятствует отрицательная адвекция вихря скорости, или

$$\frac{\partial\Omega}{\partial t} < 0, \quad \frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H < 0.$$

Проанализируем уравнение тенденции вихря скорости с точки зрения условий, благоприятствующих цикло- антициклогенезу в данном районе. В общем виде уравнение тенденции вихря скорости можно записать как:

$\frac{\partial\Omega}{\partial t} = (\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вихр.}} + (\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{диверг.}} + (\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{мерид.}} + (\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вертик.}}$	(12.2.1)

Здесь:

$(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вихр.}}$ – вихревая составляющая, которая характеризует зависимость локального изменения вихря скорости от адвекции вихря скорости;

$(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{диверг.}}$ – дивергентная составляющая, которая характеризует зависимость локального изменения вихря скорости от горизонтальной дивергенции скорости;

$(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{мерид.}}$ – меридиональная составляющая, которая характеризует зависимость локального изменения вихря скорости от меридиональных смещений воздушных масс;

$(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вертик.}}$ – вертикальная составляющая, которая характеризует зависимость локального изменения вихря скорости от вертикальной составляющей скорости.

Оценка величин в уравнении (12.2.1) показывает, что вихревая и дивергентная составляющие и $\frac{\partial\Omega}{\partial t}$ имеют примерно одинаковый порядок и превышают остальные слагаемые. Следовательно, им принадлежит основная роль в возникновении барических образований.

Проанализируем с этой точки зрения вихревую и дивергентную составляющие уравнения тенденции вихря скорости $(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вихр.}}$ и $(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{диверг.}}$.

Для вихревой составляющей:

$$(\frac{\partial\Omega}{\partial t})_{\text{вихр.}} = -(u\frac{\partial\Omega}{\partial x} + v\frac{\partial\Omega}{\partial y}).$$

В геострофическом приближении, учитывая, что

$$\mathbf{u \approx u_g = -\frac{g}{\ell}\frac{\partial H}{\partial y}, \quad v \approx v_g = \frac{g}{\ell}\frac{\partial H}{\partial x}} \text{ и } \mathbf{\Omega = \frac{g}{\ell}\nabla^2 H,}$$

получим

$\mathbf{(\frac{\partial \Omega}{\partial t})_{вихр.} = -(\frac{g}{\ell})^2 (H, \nabla^2 H).}$	(12.2.2)

Для дивергентной составляющей:

$\mathbf{(\frac{\partial \Omega}{\partial t})_{диверг.} = -\ell D.}$	(12.2.3)

Тогда с учётом формул (12.2.2) и (12.2.3) для определённого уровня атмосферы Р имеем:

$$\mathbf{\frac{\partial \Omega}{\partial t} = -(\frac{g}{\ell})^2 (H, \nabla^2 H)_p - \ell D_p.}$$

Поскольку

$$\mathbf{\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \frac{g}{\ell}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_p,}$$

то

$$\mathbf{\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_p = -\frac{g}{\ell}(H, \nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g} D_p.} \qquad (12.2.3)$$

Но, с другой стороны, учитывая связь между толщиной слоя атмосферы и его средней температурой, получим

$$\mathbf{H^p_{p_0} = 6.74 \ell g \frac{P_1}{P_2} T_{ср.},}$$

где $\mathbf{T_{ср.}}$ – средняя температура данного слоя.

Таким образом $\mathbf{H^p_{p_0} = H_p - H_{p_0} = a_{1,2} T_{ср.}}$

Отсюда

$$\mathbf{\nabla^2 H_p - \nabla^2 H_{p_0} = a_{1,2} \nabla^2 T_{ср.}}$$

$$\mathbf{\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_p - \frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_{p_0} = a_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.},}$$

$$\mathbf{\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_p = \frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_{p_0} + a_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.}}$$

Следовательно, уравнение (12.2.1) можем записать

$$\mathbf{\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_{p_0} + a_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} = -\frac{g}{\ell}(H, \nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g} D_p} \qquad (12.2.4)$$

или

$$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_{p_0} = -a_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} - \frac{g}{\ell}(H,\nabla^2 H)_p - \frac{\ell^2}{g}D_p. \qquad (12.2.5)$$

Здесь $\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 H_{p_0}$ – изменение лапласиана от геопотенциала на нижнем уровне (у поверхности Земли),

$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.}$ – изменение лапласиана от средней температуры слоя между P_0 и P,

ℓ – параметр Кориолиса,

D_p – дивергенция скорости ветра на уровне P,

$(H,\nabla^2 H)_p$ – оператор Якоби.

Полученная формула показывает, что изменение со временем интенсивности циклонической или антициклонической циркуляции в данном районе на изобарической поверхности P_0 (например, на уровне моря) определяется:

$\frac{g}{\ell}(H,\nabla^2 H)_p$ – горизонтальным переносом вихря на вышележащей поверхности,

$\frac{\ell^2}{g}D_p$ – горизонтальной дивергенцией скорости ветра на вышележащей поверхности,

$a_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.}$ – изменением со временем лапласиана от средней температуры слоя между поверхностями P_0 и P.

12.2.2. Вклад вихревой составляющей в условия цикло- антициклогенеза

- **Перенос вихря $\frac{g}{\ell}(H,\nabla^2 H)_p$ благоприятствует возникновению циклона у поверхности Земли, если над районом возникновения этот перенос отрицателен по знаку и является большим по абсолютной величине**

Для вихревой составляющей в натуральной системе координат получим:

$$\frac{g}{\ell}(H,\nabla^2 H)_p = \frac{g}{\ell}\left(\frac{\partial H}{\partial x}\frac{\partial}{\partial y}\nabla^2 H - \frac{\partial H}{\partial y}\frac{\partial}{\partial x}\nabla^2 H\right) = -\frac{g}{\ell}\frac{\partial H}{\partial y}\frac{\partial}{\partial x}\nabla^2 H =$$

$$= \frac{g}{\ell}H_n\frac{\partial}{\partial s}\nabla^2 H = \frac{g}{\ell}H_n\left[\frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}\right)\right] = \frac{g}{\ell}H_n\frac{\partial}{\partial s}(\kappa H_n + H_{nn}) =$$

$$= \frac{g}{\ell}H_n(\kappa_s H_n + \kappa_s H_{ns} + H_{nns})$$

- **Благоприятные условия для возникновения циклона у поверхности Земли возникают, если приземный центр располагается под передней частью высотной барической ложбины**

Здесь имеет место увеличение антициклонической кривизны по потоку при значительных градиентах геопотенциала, кроме того, наблюдается циклоническая кривизна изогипс при их расходимости по потоку (величиной H_{nns} при её малости можно пренебречь).

- **Благоприятные условия для возникновения антициклона у поверхности Земли будут, если приземный центр располагается под тыловой частью высотной барической ложбины**

Здесь имеет место увеличение циклонической кривизны по потоку при значительных градиентах геопотенциала, кроме того, наблюдается циклоническая кривизна изогипс при их сходимости по потоку.

12.2.3. Вклад дивергентной составляющей в условия циклогенеза и антициклогенеза

Слагаемое $\frac{\ell^2}{g}D_p$ свидетельствует об определённой роли горизонтальной дивергенции скорости ветра на вышележащей поверхности в процессах цикло-антициклогенеза у Земли.

Возникновение циклона часто сопровождается отрицательной дивергенцией скорости (конвергенцией), т.е. $\frac{\ell^2}{g}D_p<0$, возникновение антициклона – дивергенцией скорости, т.е. $\frac{\ell^2}{g}D_p<0$.

Это эмпирический факт. Если наблюдается отрицательная дивергенция скорости, т.е. сжатие горизонтальной площади, занятой вихрем, горизонтальное сечение его уменьшается. Но в природе выполняется закон сохранения момента импульса – сжатие вихря приведёт к увеличению процесса вихреобразования, т.е. вращения против часовой стрелки (циклонического вихря).

Наоборот, при положительной дивергенции горизонтальное сечение его увеличивается. Тогда, согласно закона сохранения момента импульса, также происходит увеличение процесса вихреобразования, но уже по часовой стрелке (антициклонического вихря).

12.2.4. Вклад термического фактора в условия циклогенеза и антициклогенеза

О вкладе изменения лапласиана средней температуры слоя $\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.}$ можно судить по изменению кривизны изотерм. Рассмотрим данное слагаемое более подробно.

$$\nabla^2 T_{ср.} = \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial y^2},$$

или в натуральной системе координат

$$\nabla^2 T_{ср.} = \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial s^2} + \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial \nu^2},$$

где ν – нормаль к изотерме средней температуры слоя (например, на OT_{1000}^{500}). Составляющая $\frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial \nu^2}$ мала, и ею обычно пренебрегают.

Продифференцируем выражение $\nabla^2 T_{ср.} = \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial s^2}$, аналогично

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 H}{\partial s^2} = \kappa \frac{\partial H}{\partial n} = \kappa H_n:$$

$$\nabla^2 T_{ср.} = \frac{\partial^2 T_{ср.}}{\partial s^2} = \kappa_T \frac{\partial T}{\partial \nu} = \kappa_T T_\nu.$$

Тогда

$$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} = \frac{\partial}{\partial t}(\kappa_T T_\nu) = T_\nu \frac{\partial}{\partial t}\kappa_T + \kappa_T \frac{\partial}{\partial t} T_\nu.$$

Вторым слагаемым можно пренебречь, т.к. в стадии возникновения циклона или антициклона изотермы искривлены обычно слабо, т.е. $\kappa_T \approx 0$, тогда

$$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} = T_\nu \frac{\partial}{\partial t}\kappa_T,$$

т.к. $T_\nu > 0$ (направление нормали – в сторону тёплого воздуха).

Для циклогенеза благоприятствует:

$$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} < 0 \text{ при } T_\nu > 0,\ \frac{\partial}{\partial t}\kappa_T < 0.$$

- **Циклогенез имеет место, когда со временем происходит увеличение антициклонической кривизны изотерм или уменьшение антициклонической кривизны изотерм по потоку**

Следовательно, возникновение и усиление термического гребня способствует возникновению циклона у поверхности Земли.

Для антициклогенеза благоприятствует:

$$\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.} > 0 \text{ при } T_\nu > 0,\ \frac{\partial}{\partial t}\kappa_T > 0.$$

- **Антициклогенез имеет место, когда со временем происходит уменьшение антициклонической кривизны изотерм или увеличение циклонической кривизны изотерм по потоку**

Возникновение и усиление термической ложбины благоприятствует возникновению антициклона (антициклогенезу).

Величина обусловленного данным фактором изменения циркуляции пропорциональна горизонтальному градиенту (контрасту) температуры воздуха. Поэтому при прочих равных условиях цикло-антициклогенез вероятнее в тех случаях, когда контраст температуры температуры больше.

Изменение циркуляции со временем, кроме того, является неодинаковым на различных высотах, в связи с неодинаковой ролью термического фактора: $\alpha_{1,2}\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 T_{ср.}$.

Величина, обусловленного данным фактором изменения лапласиана $\nabla^2 H$ обычно уменьшается с высотой в связи с уменьшением множителя $\ln\frac{P_z}{P}$, входящего в $\alpha_{1,2}$. На некотором уровне (в средней тропосфере) термический фактор уже не оказывает влияния

на изменение лапласиана $\nabla^2 \mathbf{H}$, а выше этого уровня влияние термического фактора противоположно. Это означает, что усиление термического гребня ($\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 \mathbf{T_{ср.}} < \mathbf{0}$) благоприятствуя увеличению циклоничности циркуляции в нижних слоях, обусловливает увеличение антициклоничности или уменьшение циклоничности в верхних слоях тропосферы.

Усиление термической ложбины ($\frac{\partial}{\partial t}\nabla^2 \mathbf{T_{ср.}} > \mathbf{0}$) благоприятствуя увеличению антициклоничности циркуляции в нижних слоях, обусловливает увеличение циклоничности или уменьшение антициклоничности в верхних слоях тропосферы.

12.3. Стадии развития циклонов

В жизни циклона и антициклона выделяют несколько стадий развития:

1. Начальная стадия (стадия возникновения),
2. Стадия молодого циклона,
3. Стадия максимального развития,
4. Стадия заполнения циклона.

Для начальной стадии развития циклона, длящейся примерно сутки, характерен процесс от первых признаков возникновения до появления первой замкнутой изобары на приземной карте погоды. Разность давления между центром и периферией составляет не более 5-10 мб. На высотах вихри в начальной стадии не прослеживаются.

Во второй стадии развития, продолжительность которой также обычно не более суток, циклоны имеют уже не менее 2-х замкнутых изобар. Термобарическое поле деформируется, циклон углубляется, превращается в мощный атмосферный вихрь со значительными скоростями ветра. Циклоническая циркуляция распространяется в верхние слои атмосферы.

Третья стадия характеризуется наименьшим давлением в центре циклона. Продолжительность стадии не более 12-24 ч.

В последней стадии циклон заполняется. У поверхности Земли в центре циклона давление повышается. Горизонтальные градиенты давления и скорости ветра постепенно уменьшаются. Данная стадия наиболее продолжительна – 4 суток и более.

Изменения давления в барических образованиях по мере их развития определяются адвективными и динамическими факторами.

Практический опыт синоптика показывает, что наиболее благоприятные условия для развития циклона складываются, когда приземный центр его располагается под передней частью высотной барической ложбины на AT_{500}, при наличии значительных горизонтальных градиентов геопотенциала (высотная фронтальная зона). Усиливающим эффектом является расходимость изогипс при их циклонической кривизне изогипс, которая по потоку уменьшается. Здесь происходит разрежение воздушных масс, что обусловливает динамическое падение давления.

При повышении температуры в вышележащем слое атмосферы, т.е. при адвекции тепла давление у Земли понижается (обычно анализируются карты $\boldsymbol{OT_{1000}^{500}}$)

Наибольшая адвекция тепла обычно имеет место в передней части циклонов, где происходит адвективное понижение давления, и где формируется область восходящих движений воздуха.

Наибольшая адвекция холода наблюдается за холодным фронтом в тылу циклона, адвективное повышение давления и где формируется область нисходящих движений воздуха.

Область адвекции тепла отделяется от области адвекции холода некоторой переходной зоной, где адвекция отсутствует (*зона нулевой адвекции)*. Эта зона, одновременно отделяет область адвективного роста давления от области адвективного падения давления.

Напомним, что в вышележащих слоях атмосферы локальное повышение температуры обусловливает рост, а понижение – падение давления.

Термическое изменение давления уменьшается с высотой, достигая минимума на уровне примерно 700 гПа (принимаемом за средний уровень тропосферы), выше которого знак изменений давления меняется на обратный. Следовательно, с высотой область фактического падения давления смещается в сторону наибольшего понижения температуры воздуха, т.е. осуществляется перестройка барического поля, при которой центры областей пониженного давления на высотах приближаются к центрам областей холода, а повышенного – к центрам областей тепла.

12.3.1. Начальная стадия развития циклона

Длительность начальной стадии циклона от первых признаков возникновения барического образования до появления первой замкнутой изобары на приземной карте

погоды – примерно сутки. В начальной стадии развития циклона градиенты давления и ветры слабые, атмосферный фронт слабо возмущён (*рис. 12.3*). Циклон в начальной стадии – обычно низкое барическое образование.

Линия нулевой изотенденции на приземной карте погоды лежит в тылу приземного циклона. Тёплый и холодный участки фронтов располагаются почти параллельно изотермам средней температуры слоя на карте OT_{1000}^{500}. Изотермы OT_{1000}^{500} за холодным фронтом и перед тёплым значительно сгущены.

Над приземным центром в средней тропосфере наблюдается густая система изогипс с низким давлением к северу от приземного центра и высоким давлением к югу – высотная фронтальная зона.

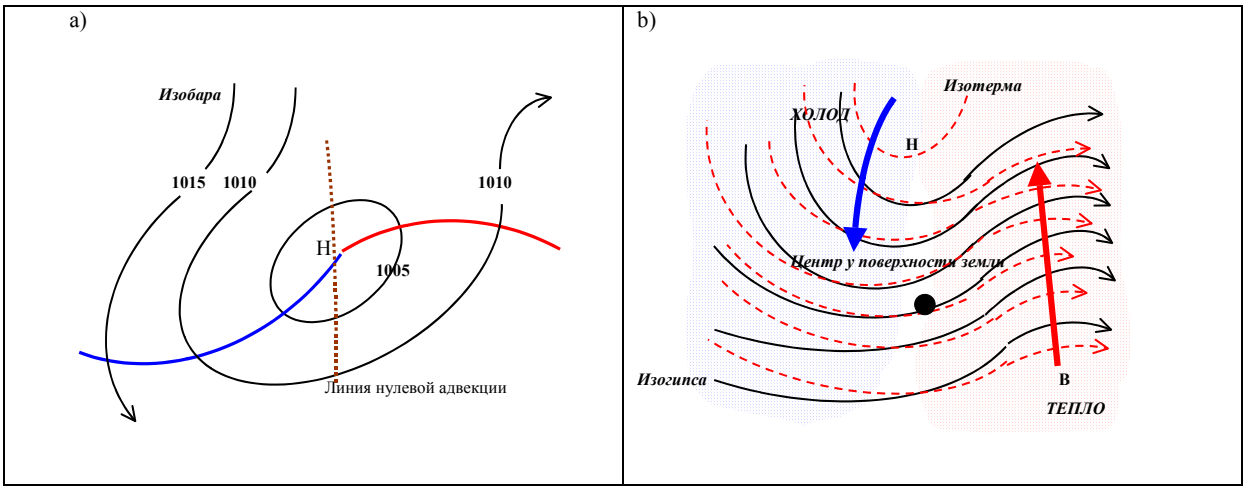


Рис. 12.3. Начальная стадия развития циклона:
изобары, линия нулевого адвективного изменения давления (коричневым пунктиром) и положение фронтов у поверхности Земли (a); структура термобарического поля тропосферы (b), где сплошными линиями обозначены изогипсы AT_{500}; красным пунктиром – изотермы средней температуры слоя OT_{1000}^{500}, цветом выделены области адвекции тепла и холода (стрелками указаны направления адвекции)

Приземный центр располагается на антициклонической стороне фронтальной зоны под передней частью высотной барической ложбины, где наблюдается слабая расходимость изогипс. Термобарическое поле благоприятствует дальнейшему развитию циклона.

Согласно анализу уравнения тенденции вихря скорости

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{g}{\ell m} H_n (\kappa_s H_n + \kappa H_{ns} + H_{nns}),$$

здесь $\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}}<0$ (перенос вихря положителен: $\frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{t}}>0$): при наличии значительных горизонтальных градиентов геопотенциала ($\mathbf{H_n}$ >0), имеет место расходимость изогипс ($\mathbf{H_{ns}}$ <0) при их циклонической кривизне ($\boldsymbol{\kappa}$ >0), которая уменьшается по потоку ($\boldsymbol{\kappa_s}$ <0).

Данной структуре высотного барического поля над приземным центром соответствуют ветры 70-80 км/ч и более.

При таких скоростях ветра в области расходящихся изогипс происходит отклонение ветра от градиентного, развитие восходящих движений воздуха и динамическое падение давления, которое охватывает центральную и переднюю часть циклона.

В тыловой части относительно приземного центра наблюдается сходимость изогипс и происходит динамический рост давления.

Линия нулевого динамического изменения давления, разделяющая область динамического роста и падения давления проходит по оси высотной ложбины в поле изогипс в тыловой части циклона.

Изотермы средней температуры слоя $\boldsymbol{OT_{1000}^{500}}$ в передней части относительно приземного центра отклоняются от изогипс вправо, что соответствует адвекции тепла в нижней тропосфере. В тыловой части изотермы отклоняются влево от изогипс, что соответствует адвекции холода. Линия нулевой адвекции, разделяющая область адвекции тепла и адвекции холода (а, следовательно, области адвективного падения и адвективного роста давления), проходит примерно через центр циклона к середине его тёплого сектора.

Наиболее мощное адвективное падение давления отмечается перед тёплым фронтом (адвекция тепла) и адвективный рост давления – за холодным фронтом.

Отметим, что в области сходимости фронтальной зоны (область входа ВФЗ) имеет место фронтогенез: здесь наблюдается адвекция холода с севера, постепенно уменьшающаяся к югу.

На высотах область наибольшего падения давления смещается в тыловую часть высотной барической ложбины (в область наибольшего понижения температуры воздуха), область роста давления смещается в сторону наибольшего повышения температуры воздуха. Таким образом, изменение давления обычно благоприятствует дальнейшему развитию высотной барической ложбины и усилению циклонической циркуляции у вершины волны (отметим, что иногда амплитуда волны не меняется, давление у вершины

волны не понижается, волна оказывается устойчивой и дальнейшее её развитие прекращается).

Стадии молодого фронтального циклона соответствует деформация фронтальной облачной полосы. В месте возникновения волны, в передней части, облачная полоса расширяется в сторону холодного воздуха и обнаруживает антициклонический изгиб (в сторону холодного воздуха). Здесь в результате восходящего скольжения тёплого воздуха начинает формироваться облачная полоса тёплого фронта. На северной периферии облачности теплого фронта видны выбросы перистых облаков, что свидетельствует об активном процессе циклогенеза. В тылу волны – изгиб циклонический, формируется холодный фронт.

В отличие от слаборазвитой волны, полосы перистой облачности впереди активной волны свидетельствуют о том, что здесь в верхней половине тропосферы происходит вынос тёплого воздуха и формируется термический гребень.

В тылу активной волны облачная полоса сужается и прогибается в сторону тёплого воздуха. Здесь в нижней половине тропосферы распространяется холодный воздух, и формируется термическая ложбина.

Таким образом, образуются сопряжённые области адвекции холода и адвекции тепла, так называемая адвективная термическая пара. Чем значительнее горизонтальный градиент адвекции в области волны, тем интенсивнее будет протекать циклогенез и бурно развиваться облачность. У Земли атмосферное давление падает, появляются замкнутые изобары, увеличивается зона осадков.

Формирование циклона на стационарном атмосферном фронте указывает, что в последующие сутки увеличатся градиенты температуры и усилятся осадки на тёплом фронте. На холодном фронте условия погоды существенно не изменятся.

12.3.2. Стадия молодого циклона

В литературе можно встретить термин, характеризующий данную стадию, как «идеальный циклон». Данная стадия длится не более 1 суток, обычно 12 ч. У поверхности Земли циклон углубился, т.е. давление в центре понизилось, увеличилось число замкнутых изобар, увеличилась циклоническая кривизна холодного фронта, сузился тёплый сектор *(рис. 12.4*).

Центр молодого циклона совпадает с вершиной тёплого сектора. В этой стадии в системе циклона отмечаются наибольшие скорости ветра.

Термобарическое поле значительно деформировалось. Зона наибольшей густоты изогипс со значительными скоростями ветра сдвинулась к югу от приземного центра.

Над передней частью приземного циклона на AT_{500} формируется выраженный барический гребень, в тылу – барическая ложбина. Условия для дальнейшего развития циклона наиболее благоприятны: приземный центр циклона располагается под зоной значительных градиентов геопотенциала в тропосфере, циклоническая кривизна расходящихся изогипс уменьшается по потоку.

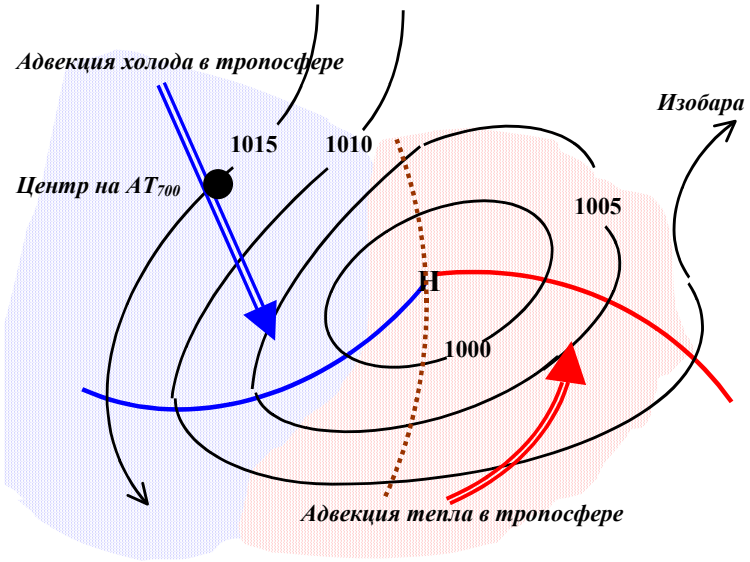


Рис. 12.4. Стадия молодого циклона: изобары, линия нулевого адвективного изменения давления (коричневым пунктиром) и фронты у поверхности Земли, цветом выделены области адвекции тепла и холода на OT_{1000}^{500} (стрелками указаны направления адвекции).

Распределение адвекции и динамических изменений давления в этой стадии в основном мало отличаются от их распределения в предыдущей стадии.

Над передней частью приземного циклона и над его тёплым сектором располагается термический гребень, над тыловой – термическая ложбина. Циклон является термически асимметричным барическим образованием. В передней части циклона усиливается адвекция тепла, в тыловой – адвекция холода, что обусловливает усиление термических изменений давления. Область падения давления по-прежнему захватывает центральную часть циклона, наибольшее падение давления наблюдается в его передней части.

Исследованиями установлено, что в системе развивающихся циклонов разности температур между холодным и тёплым воздухом обычно превышают 8-10 °С на расстоянии 1000 км по нормали к фронтальной зоне.

С возрастанием адвекции тепла возрастает интенсивность восходящих движений, которые захватывают всю переднюю и центральную часть циклона, и способствуют общему охлаждению воздуха в циклоне.

Линия нулевого динамического изменения давления приблизилась к центральной части циклона и к линии нулевой адвекции, динамическое падение захватывает центральную часть циклона. Положение линии нулевого динамического изменения давления указывает на то, что циклон ещё продолжает углубляться.

По мере развития циклона деформация фронтальной облачной полосы увеличивается. Облачный массив в стадии молодого циклона приобретает вихревую структуру. Образуются две облачные спирали, сходящиеся в вершине волны. В передней части циклона формируется мощная система слоистообразных облаков, связанная с тёплым фронтом, в тылу – четко прослеживается фронтальная полоса холодного фронта с кучевыми и кучево-дождевыми облаками.

В передней части молодого циклона наблюдаются облака и осадки тёплого фронта, в тёплом секторе – туманы, слоистые облака, морось. В тылу циклона – характерная для холодного фронта конвективная облачность, ливневые осадки, затем после прохождения холодного фронта – условия погоды, свойственные неустойчивой холодной воздушной массе.

Интенсивность процесса циклогенеза может быть оценена по размеру плотного облачного массива, связанного с тёплым фронтом. Более обширные и плотные облачные массивы указывают на более быстрый процесс циклогенеза. Наличие компактной облачной полосы тёплого фронта указывает, что он достиг своего максимума. Деградация облачности теплого фронта указывает на уменьшение количества осадков на нём.

Стадия молодого циклона продолжается до тех пор, пока в циклоне сохраняется тёплый сектор у поверхности Земли. Дальнейшее развитие циклона приводит к процессу окклюдирования циклона. Циклон переходит в стадию максимального развития.

12.3.3. Стадия максимального развития циклона

В третьей стадии развития, или стации максимального развития, циклон у поверхности Земли достигает наибольшей глубины, после чего начинается его заполнение (*рис. 12.5*). Длительность стадии от 12 часов до суток.

Приземное поле давления в циклоне характеризуется большим числом замкнутых изобар и значительными барическими градиентами. Происходит смыкание тёплого и холодного фронтов – окклюдирование циклона. Тёплый сектор циклона значительно уменьшается: по термическому гребню циклона в тропосфере проходит линия фронта окклюзии у поверхности Земли.

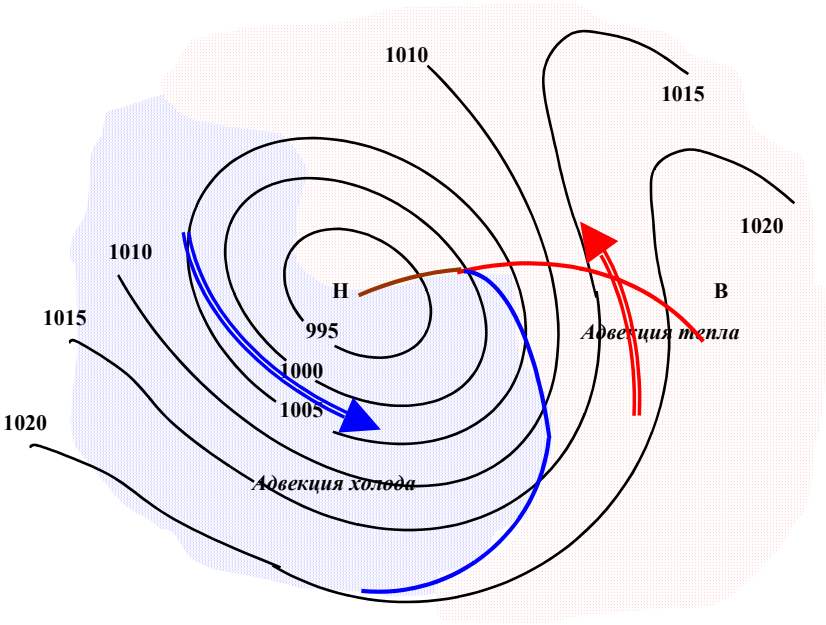


Рис. 12.5. Стадия максимального развития циклона: изобары и фронты у поверхности Земли, цветом выделены области адвекции тепла и холода на OT_{1000}^{500} (стрелками указаны направления адвекции)

Температуры над тыловой и центральной частью циклона уменьшаются. Зона наибольших горизонтальных градиентов температуры располагается на периферии относительно приземного циклона. Гребень тепла значительно сузился и сместился в переднюю часть циклона. Ложбина холода располагается ближе к центру приземного циклона.

Фронтальная зона с большими горизонтальными термическими градиентами сместилась на периферию циклона в сторону тёплого воздуха.

Фронты, оставаясь в зоне наибольших температурных градиентов, также смещаются на периферию циклона, где располагается участок ВФЗ. Сюда же перемещаются области динамического падения и роста давления, интенсивность которых уменьшается. Линии нулевого динамического изменения давления и нулевой адвекции совпадают и проходят через центр приземного циклона.

Область наибольшего динамического падения давления смещается к точке окклюзии на периферию циклона. Здесь же располагаются области наибольших адвективных изменений давления: наибольшее падение давления наблюдается перед точкой окклюзии, наибольший рост – позади точки окклюзии.

Проекция высотного центра циклона приближается к центру у поверхности Земли. В тропосфере устанавливается мощная циклоническая циркуляция: циклон становится высоким барическим образованием с развитой системой замкнутых изогипс в тропосфере.

Высотный центр прослеживается в тропосфере на уровнях 700 гПа и 500 гПа. Выше обычно замкнутый центр отсутствует, но наблюдается хорошо выраженная барическая ложбина.

В стадии развитого циклона (стадия максимального развития) облачная полоса на спутниковых снимках представляет собой обширный облачный вихрь с мощной облачной системой. Смыкание облачных спиралей холодного и тёплого фронтов приводит к образованию единой спирали фронта окклюзии. Процесс смыкания начинается в центре циклона и постепенно сдвигается к периферии циклона.

Если процесс окклюдирования протекает быстро, тёплый воздух активно вытесняется вверх, его температура быстро сравнивается с температурой холодного воздуха. Не образуется того узкого термического гребня, который характерен для окклюзии. В этих случаях точка окклюзии расположена под струйным течением, и у точки окклюзии сохраняется значительный температурный контраст.

В облачном поле признаком быстрого окклюдирования является так называемое ″отсечение″ центральной части облачного вихря облачностью струйного течения. В области точки окклюдирования сохраняется высокая плотная облачность, северный край которой резко очерчен. Признаком начинающегося циклогенеза у точки окклюзии служит появление выбросов перистых облаков вдоль северного края облачности.

12.3.4. Стадия окклюдирования циклона

Центр циклона у поверхности Земли заполняется, в циклоне находится только холодный воздух, центры циклона у поверхности Земли и на высотах практически совпадают (высотная ось квазивертикальна) и совмещаются с центральной частью области холода (*рис. 12.6*).

Циклон становится термически симметричным барическим образованием. Продолжительность данной стадии – обычно от 4 суток и более.

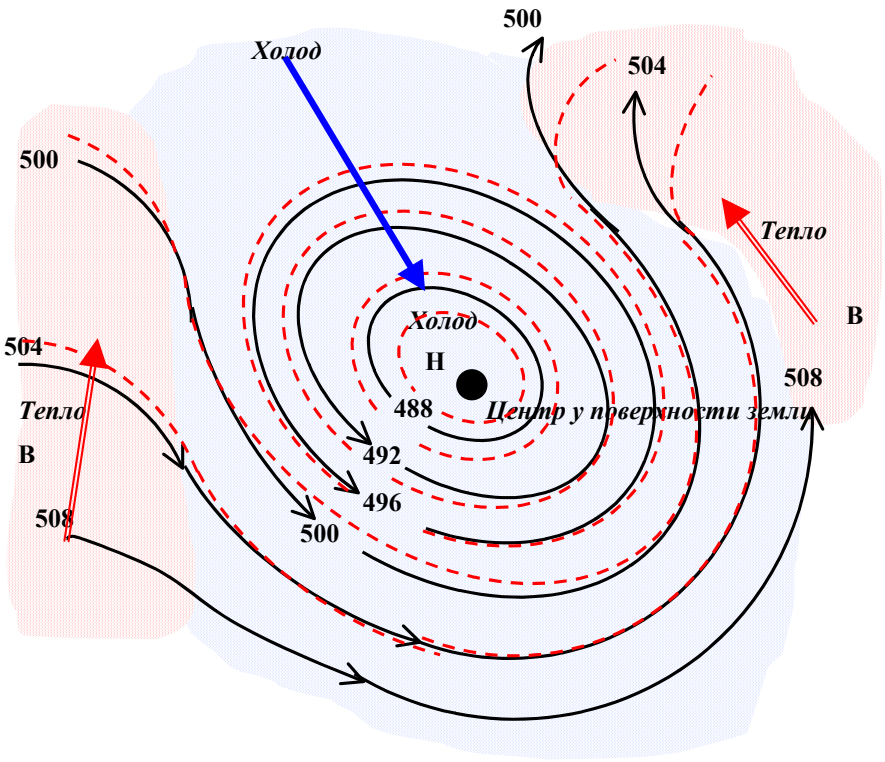


Рис. 12.6. Структура термобарического поля тропосферы в стадии окклюдирования циклона: сплошными линиями обозначены изогипсы AT_{500}; красным пунктиром – изотермы средней температуры слоя OT_{1000}^{500}, цветом выделены области адвекции тепла и холода (стрелками указаны направления адвекции)

С самого начала развития циклона в его системе непрерывно происходит понижение температуры воздуха на высотах. Обусловлено это двумя причинами: вторжением холода в тылу (адвекция холода) и охлаждением воздуха вследствие восходящих вертикальных токов, т.е. адиабатическим охлаждением.

В результате общего понижения температуры воздуха в системе циклона первоначально существовавшие горизонтальные контрасты температуры перемещаются на его периферию, а циклон заполняется однородным холодным воздухом. Процесс перемещения наибольших контрастов температуры есть процесс окклюдирования циклона и постепенного прекращения его деятельности. Циклон полностью становится очагом холода в тропосфере. Изогипсы АТ и изотермы средней температуры слоя (изогипсы ОТ) располагаются почти параллельно. На северо-западной периферии циклона наблюдается адвекция тепла, слабая адвекция тепла сохраняется на северо-восточной периферии циклона.

Линия нулевого динамического изменения давления располагается впереди линии адвективного изменения давления. Пока линия нулевого изменения давления находится в тылу циклона, он углубляется. С момента совпадения линий динамического и адвективного изменений давления и прохождения их через центр циклона циклон заполняется.

Циклонический вихрь может прослеживаться до верхней границы тропосферы.

Фронтальная зона располагается на далёкой периферии циклона. Циклон располагается на циклонической стороне фронтальной зоны.

Начиная со стадии развитого циклона, идет быстрый процесс окклюдирования, приводящий к поглощению облачной полосы тёплого фронта, которая частично ещё и размывается. Постепенно облачная полоса тёплого фронта практически полностью деградирует, от неё остается лишь небольшой выступ у точки окклюзии. В отличие от тёплого фронта, холодный фронт остается активным в течение последующих суток после образования компактной облачной спирали.

Облачность фронта окклюзии плавно переходит в облачную полосу холодного фронта, образуя единую облачную спираль фронта окклюзии, которая по мере окклюдирования циклона всё больше закручивается вокруг высотного центра циклона.

Эта структура довольно устойчива и длится около 3-х суток. В тылу циклона появляются облачные полосы вторичных фронтов. Они, как правило, отделены от центра облачного вихря безоблачной зоной шириной 200-300 км.

В дальнейшем облачная полоса фронта окклюзии совершает несколько витков вокруг центра циклона и имеет форму закрученной спирали (Архимедова спираль). Далее вместо полосы появляются разрозненные элементы, состоящие преимущественно из кучевообразных облаков, которые ещё сохраняют вихревую структуру.

Существование такого облачного вихря свидетельствует о малой подвижности циклона.

12.3.5. След циклона

Исследование стадий развития циклона по облачным снимкам позволило увидеть наличие ещё одного этапа в развитии облачного вихря.

Дальнейшее заполнение циклона характеризуется отделением (изоляцией) облачного вихря от основной облачной полосы. Такой изолированный вихрь может существовать в данном районе ещё несколько суток, определяя здесь характер погоды.

После того, как циклоническая циркуляция уже не обнаруживается ни у поверхности Земли, ни на высотах в тропосфере, наблюдения с искусственных спутников Земли над данным районом ещё фиксируют вихревую структуру облачности, характерную для циклона.

Эта структура получила название «след циклона». След циклона обнаруживается не только после заполнения циклона, но и ещё в течение 1-1.5 суток. Облачная система имеет форму крабовидного пятна. Наличие следа циклона показывает, что в центральной части бывшего циклона, несмотря на выравнивание полей давления и ветра, значения влажности и температуры ещё продолжают существенно отличаться от окружающих значений.

12.3.6. Серии циклонов

Развитие отдельного циклона от волны до окклюзии является лишь самым элементарным процессом в циклонической деятельности.

Циклонические возмущения редко возникают по одиночке. Обычно циклоны образуются один за другим на основном фронте и движутся вдоль него в одном и том же направлении. Каждый основной фронт во внетропических широтах всегда связан с серией циклонов, возникающих на этом фронте.

Впервые на это явление обратил внимание в 1863 г. английский адмирал Фиц-Рой (Fitz Rrroy R.), который заметил, что внетропический циклон редко появляется один – обычно имеется серия из 2-3 или более циклонов, причем, каждый из них движется в кильватере другого.

Процесс образования серии циклонов и его роль в механизме общей циркуляции атмосферы были описаны Бьеркнесом и Сульбергом (Bjerknes, Solberg, 1921 г.) для случая полярного фронта на Атлантике, проходящего по северной периферии азорского субтропического антициклона: «Вновь возникающий циклон может создать условия для развития нескольких следующих, так что длинная серия (семейство) циклонов может образоваться подобно волнам, на одной и той же пограничной поверхности».

Поверхность раздела, соединяющая такую серию циклонов в умеренном поясе, будет отделять холодный воздух полярного происхождения от тёплого воздуха, доставляемого циклонам от субтропического антициклона. В серии циклонов, образующейся на одном и том же полярном фронте, каждый последующий циклон обычно идет по пути, лежащему южнее пути предыдущего циклона».

При движении серии циклонов, образовавшихся на полярном фронте, в тылу каждого из них полярный воздух вторгается на некоторое расстояние к югу, тем большее, чем сильнее развивается циклон. Тем самым обеспечивается продвижение к югу полярного фронта в тылу циклона, так что следующий циклон серии развивается на фронте в более южных широтах. По разным оценкам для каждой полярной циклонической серии характерен период в среднем 5-6 дней, т.е. каждые 5-6 дней происходит тыловое вторжение холодного полярного воздуха с антициклоном, заключающее серию.

Полярный фронт в результате развития каждого циклона смещается к югу на расстояние порядка 5° широты. Наконец, полярный фронт достигает своей южной границы, и на этом его деятельность заканчивается. Заключительный обвал холода в барическом поле выражается развитием в полярном воздухе антициклона, смещающегося к юго-востоку.

Достигнув субтропиков, этот тыловой «полярный антициклон», заключающий серию, постепенно замещает ослабевший к этому времени и сместившийся к югу субтропический антициклон и приобретает стационарность. Полярный воздух в антициклоне теряет связь с первоначальным источником, постепенно прогревается и трансформируется в тропический воздух. На периферии субтропического антициклона начинает формироваться новый полярный фронт.

Таким образом, серия циклонов, последовательно, один за другим развивающихся на главном фронте, является механизмом междуширотного обмена воздуха. Из высоких широт в низкие происходит перенос воздушных масс, одновременно, в более высокие широты происходит перенос тропического воздуха.

Однако, не всегда каждый циклон из серии сохраняет свою собственную барическую депрессию. Типичным является наличие в северо-восточной части рассматриваемого барического поля центрального циклона – обширной и глубокой, иногда многоцентровой малоподвижной области низкого давления, длительно существующей – иногда неделями. Центральный циклон возникает в результате объединения нескольких циклонов данной и предыдущей серий (иногда нескольких серий)и является высоким барическим образованием с квазивертикальной осью.

Циклоны серии, смещаясь вдоль фронта к северо-востоку, постепенно замедляют свое движение и входят в область центрального циклона, огибая его основной центр по периферии против часовой стрелки. Вливаясь в центральный циклон и создавая с ним единую депрессию, они тем самым поддерживают его существование. С прекращением

серии центральный циклон может исчезнуть, а в дальнейшем возникает новый центральный циклон как результат развития циклона новой серии или объединения нескольких окклюдированных циклонов этой новой серии. Но чаще центральный циклон не успевает заполниться, как в него вливаются члены новой серии, обусловливающие его регенерацию.

12.4. Стадии развития антициклонов

В жизни антициклона, так же, как и циклона, выделяют несколько стадий развития:

1. Начальная стадия (стадия возникновения),
2. Стадия молодого антициклона,
3. Стадия максимального развития антициклона,
4. Стадия разрушения антициклона.

Наиболее благоприятные условия для развития антициклона складываются, когда его приземный центр располагается под тыловой частью высотной барической ложбины на AT_{500}, в зоне значительных горизонтальных градиентов геопотенциала (высотная фронтальная зона). Усиливающим эффектом является сходимость изогипс при их циклонической кривизне изогипс, которая по потоку увеличивается.

Здесь происходит накопление воздушных масс, что обусловливает динамический рост давления.

Давление у Земли повышается при понижении температуры в вышележащем слое атмосферы (адвекция холода). Наибольшая адвекция холода наблюдается за холодным фронтом в тылу циклона или в передней части усиливающихся антициклонов, где происходит адвективное повышение давления и где формируется область нисходящих движений воздуха.

Обычно стадии возникновения антициклона и молодого антициклона объединяют в одну из-за небольших отличий в структуре термобарического поля.

В начале своего развития антициклон имеет обычно вид отрога, возникшего в тылу циклона. На высотах антициклонические вихри в начальной стадии не прослеживаются. Стадия максимального развития антициклона характеризуется наибольшим давлением в центре.

В последней стадии антициклон разрушается. У поверхности Земли в центре антициклона давление понижается.

12.4.1. Начальная стадия развития антициклона

В начальной стадии развития приземный антициклон располагается под тыловой частью высотной барической ложбины, а барический гребень на высотах сдвинут в тыловую часть относительно приземного барического центра. Над приземным центром антициклона в средней тропосфере располагается густая система сходящихся изогипс. (*рис. 12.7*). Скорости ветра над приземным центром антициклона и несколько правее в средней тропосфере достигают 70-80 км/ч.

Термобарическое поле благоприятствует дальнейшему развитию антициклона.

Согласно анализу уравнения тенденции вихря скорости

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}} = \frac{\mathbf{g}}{\ell \mathbf{m}} \mathbf{H_n} (\kappa_s \mathbf{H_n} + \kappa \mathbf{H_{ns}} + \mathbf{H_{nns}}),$$

здесь $\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{t}}>0$ ($\frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{t}}<0$): при наличии значительных горизонтальных градиентов геопотенциала ($\mathbf{H_n}$ >0), имеют место сходимость изогипс ($\mathbf{H_{ns}}$>0) при их циклонической кривизне (κ>0), которая увеличивается по потоку (κ_s>0).

При таких скоростях в области сходимости воздушных течений происходит значительное отклонение ветра от градиентного (т.е. движение становится нестационарным). Развиваются нисходящие движения воздуха, давление растет, в результате чего антициклон усиливается.

На приземной карте погоды антициклон очерчивается одной изобарой. Разность давления между центром и периферией антициклона составляет 5-10 мб. На высоте 1-2 км антициклонический вихрь не выявляется.

Область динамического роста давления, обусловленная сходимостью изогипс, распространяется на всё пространство, занятое приземным антициклоном.

Приземный центр антициклона располагается практически под термической ложбиной. Изотермы средней температуры слоя OT_{1000}^{500} в передней части относительно приземного центра антициклона отклоняются от изогипс влево, что соответствует адвекции холода в нижней тропосфере. В тыловой части относительно приземного центра располагается термический гребень, и наблюдается адвекция тепла Адвективный (термический) рост давления у земной поверхности охватывает переднюю часть антициклона, где адвекция холода особенно заметна. В тылу антициклона, где имеет место адвекция тепла, наблюдается адвективное падение давления.

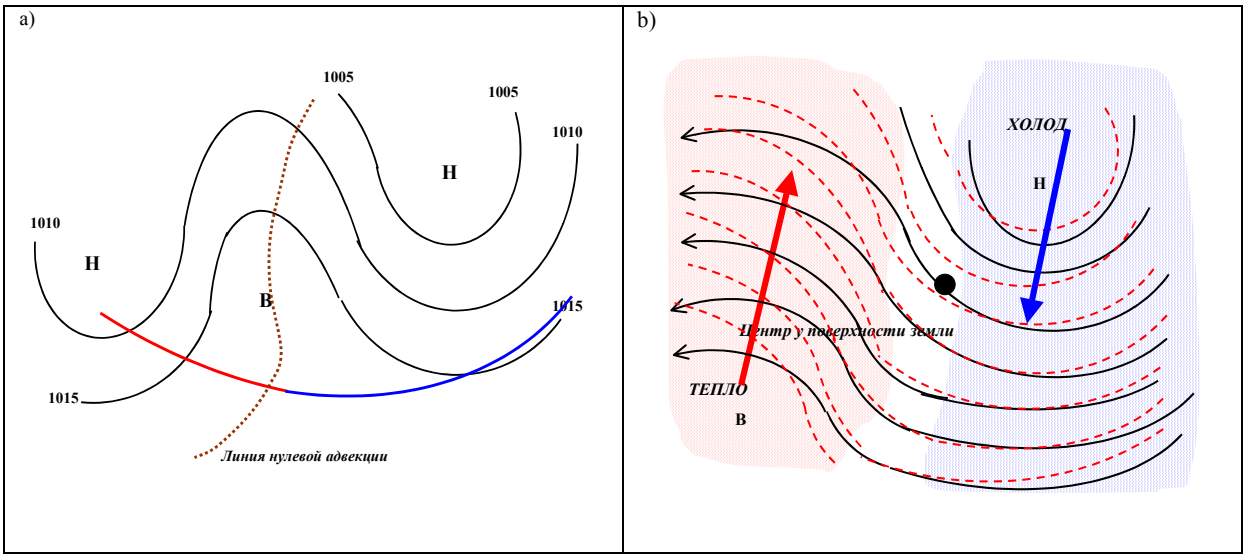


Рис. 12.7. Начальная стадия антициклона:
изобары, линия нулевого адвективного изменения давления (коричневым пунктиром) и положение фронтов у поверхности Земли (а); структура термобарического поля тропосферы (b), где сплошными линиями обозначены изогипсы AT_{500}; красным пунктиром – изотермы средней температуры слоя OT_{1000}^{500}, цветом выделены области адвекции тепла и холода (стрелками указаны направления адвекции)

Линия нулевой адвекции, проходящая через гребень, делит область входа ВФЗ на две части: переднюю, где имеет место адвекция холода (адвективное повышение давления), и тыловую, где имеет место адвекция тепла (адвективное падение давления).

Таким образом, суммарно, область роста давления охватывает центральную и переднюю части антициклона. Наибольший рост давления у поверхности Земли (где совпадают области адвективного и динамического роста давления) отмечается в передней части антициклона. В тыловой части, где динамический рост накладывается на адвективное падение (адвекция тепла) суммарный рост у поверхности Земли будет ослаблен. Однако, до тех пор, пока область значительного динамического роста давления занимает центральную часть приземного антициклона, где адвективное изменение давления равно нулю, будет иметь место усиление возникшего антициклона.

Итак, в результате усиливающего динамического роста давления в передней части входа ВФЗ происходит деформация термобарического поля, приводящая к образованию высотного гребня. Под этим гребнем у Земли и оформляется самостоятельный центр антициклона.

На высотах, где повышение температуры вызывает рост давления, область роста давления смещается в тыловую часть антициклона, в сторону области повышения температуры.

12.4.2. Стадия молодого антициклона

Термобарическое поле молодого антициклона в общих чертах соответствует структуре предыдущей стадии: барический гребень на высотах по отношению к приземному центру антициклона заметно сдвинут в тыловую часть антициклона, а над его передней частью располагается барическая ложбина.

Центр антициклона у поверхности Земли располагается под передней частью барического гребня в зоне наибольшего сгущения сходящихся по потоку изогипс, антициклоническая кривизна которых вдоль потока уменьшается. При такой структуре изогипс условия для дальнейшего усиления антициклона наиболее благоприятны.

Сходимость изогипс над передней частью антициклона благоприятствует динамическому росту давления. Здесь также наблюдается адвекция холода, что также благоприятствует адвективному росту давления.

В тыловой части антициклона наблюдается адвекция тепла. Антициклон является термически асимметричным барическим образованием. Термический гребень несколько отстает от барического гребня.

Линии нулевого адвективного и динамического изменений давления в этой стадии начинают сближаться.

У поверхности Земли отмечается усиление антициклона – он имеет несколько замкнутых изобар.

С высотой антициклон быстро исчезает. Обычно во второй стадии развития замкнутый центр выше поверхности AT_{700} не прослеживается.

Стадия молодого антициклона завершается переходом его в стадию максимального развития.

12.4.3. Стадия максимального развития антициклона

Антициклон является мощным барическим образованием с высоким давлением в приземном центре и расходящейся системой приземных ветров. По мере его развития вихревая структура распространяется всё выше и выше (*рис. 12.8*).

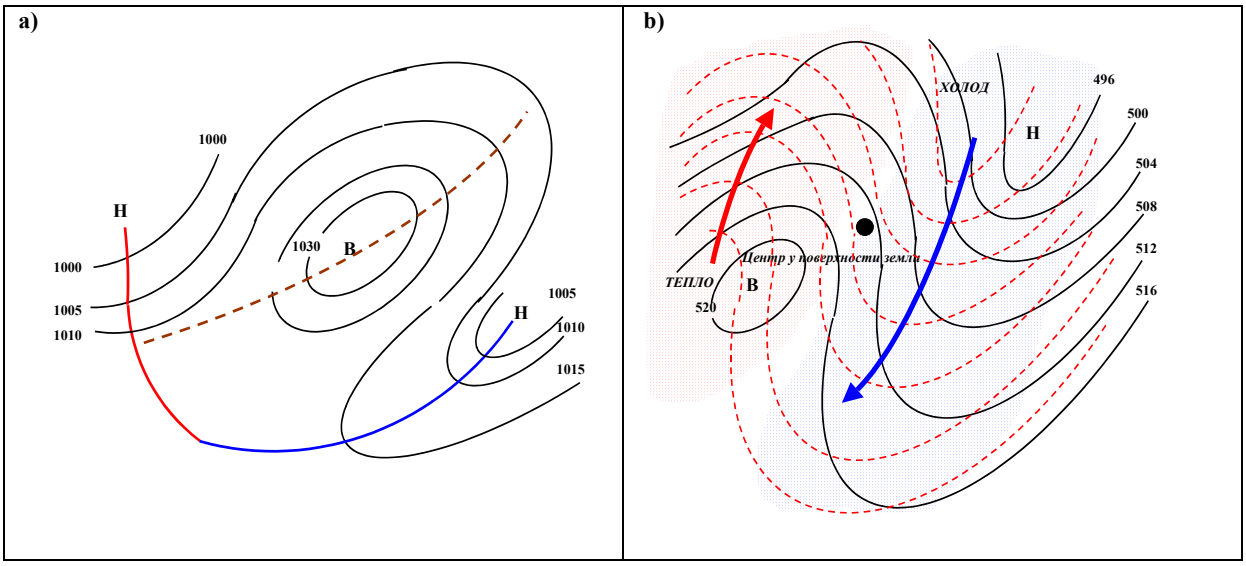


Рис. 12.8. Стадия максимального развития антициклона:
изобары, линия нулевого адвективного изменения давления (коричневым пунктиром)
и положение фронтов у поверхности Земли (a); структура термобарического поля тропосферы (b),
где сплошными линиями обозначены изогипсы AT_{500}; красным пунктиром – изотермы средней
температуры слоя OT_{1000}^{500}, цветом выделены области адвекции тепла и холода
(стрелками указаны направления адвекции)

На высотах над приземным центром ещё существует густая система сходящихся изогипс с сильными ветрами и значительными градиентами температуры.

В нижних слоях тропосферы антициклон по-прежнему, располагается в массах холодного воздуха. Однако, по мере заполнения антициклона однородным тёплым воздухом на высотах появляется замкнутый центр высокого давления.

Линии нулевого адвективного и динамического изменений давления проходят через центральную часть антициклона. Это указывает на то, что динамический рост давления в центре антициклона прекратился, а область наибольшего роста давления перешла на его периферию. С этого момента начинается ослабление антициклона.

12.4.4. Стадия разрушения антициклона

В четвертой стадии развития антициклон является высоким барическим образованием с квазивертикальной осью. Замкнутые центры высокого давления прослеживаются на всех уровнях тропосферы, координаты высотного центра практически совпадают с координатами центра у Земли (*рис. 12.9*).

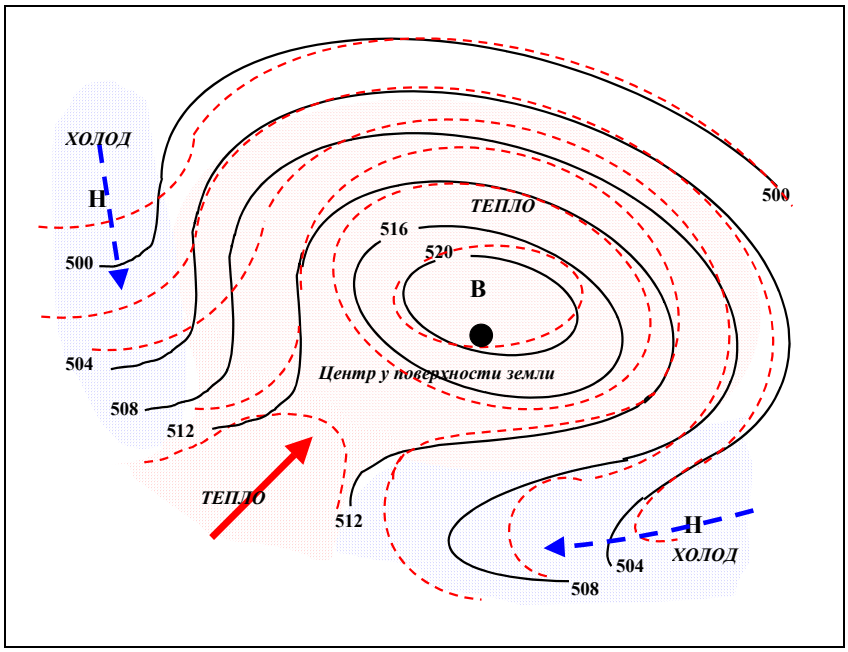


Рис. 12.9. Структура термобарического поля в стадии разрушения антициклона: сплошными линиями обозначены изогипсы AT_{500}; красным пунктиром – изотермы средней температуры слоя OT_{1000}^{500}, цветом выделены области адвекции тепла и холода (стрелками указаны направления адвекции)

С момента усиления антициклона температура воздуха на высотах повышается. В системе антициклона происходит опускание воздуха, и, следовательно, его сжатие и нагревание. В тыловой части антициклона происходит поступление тёплого воздуха (адвекция тепла) в его систему. В результате продолжающейся адвекции тепла и адиабатического нагревания воздуха антициклон заполняется однородным тёплым воздухом, а область наибольших горизонтальных контрастов температуры перемещается на периферию. На OT_{1000}^{500} над приземным центром располагается очаг тепла. Антициклон становится термически симметричным барическим образованием.

Соответственно уменьшению горизонтальных градиентов термобарического поля тропосферы, адвективные и динамические изменения давления в области антициклона значительно ослабевают.

Из-за расходимости воздушных течений в приземном слое атмосферы давление в системе антициклона понижается, и он постепенно разрушается, что на начальном этапе разрушения более заметно у земной поверхности.

12.4.5. Некоторые особенности развития антициклонов

Эволюция циклонов и антициклонов существенно различается с точки зрения деформации термобарического поля. Возникновение и развитие циклона сопровождается возникновением и развитием термической ложбины, антициклона – возникновением и развитием термического гребня. Для последних стадий развития барических образований характерно совмещение барических и термических центров, изогипсы $\boldsymbol{OT_{1000}^{500}}$ и AT_{500} становятся практически параллельными, замкнутый центр прослеживается на высотах, причём, координаты высотного и приземного центров практически совпадают совмещаются (говорят о квазивертикальности высотной оси барического образования). Деформационные различия термобарического поля при формировании и развитии циклона и антициклона приводят к тому, что циклон постепенно заполняется холодным воздухом, антициклон – тёплым воздухом.

Не все возникающие циклоны и антициклоны проходят четыре стадии развития. В каждом отдельном случае могут встретиться те или другие отклонения от классической картины развития.

Нередко, возникающие у поверхности Земли барические образования не имеют условий для дальнейшего развития и могут исчезнуть уже в начале своего существования. С другой стороны, имеют место ситуации, когда старое затухающее барическое образование возрождается и активизируется. Такой процесс называют регенерацией барических образований.

Но если у различных циклонов наблюдается более определённое сходство в этапах развития, то антициклоны, по сравнению с циклонами, имеют гораздо большие отличия в развитии и форме. Нередко антициклоны проявляются как вялые и пассивные системы, которые заполняют пространство между гораздо более активными циклоническими системами. Иногда антициклон может достичь значительной интенсивности, но такое развитие в большинстве связано с циклоническим развитием в соседних областях.

Рассматривая структуру и общее поведение антициклонов, можно разделить их на следующие классы. (по Хромову С.П.).

- Промежуточные антициклоны – это быстро движущиеся области повышенного давления между отдельными циклонами одной и той же серии, возникающих на одном и том же главном фронте – по большей части имеют вид гребней без замкнутых изобар, либо с замкнутыми изобарами по горизонтальным размерам того же порядка, что и движущиеся циклоны. Развиваются внутри холодного воздуха.

- Заключительные антициклоны – заключающие развитие серии циклонов, возникающих на одном и том же главном фронте. Они также развиваются внутри холодного воздуха, но обычно имеют несколько замкнутых изобар и могут иметь значительные горизонтальные размеры. Имеют тенденцию по мере развития к приобретению малоподвижного состояния.
- Стационарные антициклоны умеренных широт, т.е. длительно существующие малоподвижные антициклоны в арктическом или полярном воздухе, горизонтальные размеры которых сравнимы иногда со значительной частью материка. Обычно это зимние антициклоны над материками и являются, главным образом, результатом развития антициклонов второго тира (реже – первого).
- Субтропические антициклоны – длительно существующие малоподвижные антициклоны, наблюдающиеся над океаническими поверхностями. Эти антициклоны периодически усиливаются вторжениями из умеренных широт полярного воздуха с подвижными заключительными антициклонами.

В тёплый сезон субтропические антициклоны хорошо выражены на средних месячных картах только над океанами (над континентами располагаются размытые области пониженного давления). В холодный сезон субтропические антициклоны имеют тенденцию сливаться с холодными антициклонами над континентами.

- Арктические антициклоны – более или менее устойчивые области повышенного давления в арктическом бассейне. Являются холодными, поэтому вертикальная мощность их ограничивается нижней тропосферой. В верхней части тропосферы они сменяются полярной депрессией. В возникновении арктических антициклонов большую роль играет охлаждение от подстилающей поверхности, т.е. они являются местными антициклонами.

Высота, до которой простирается антициклон, зависит от температурных условий в тропосфере.

Подвижные и заключительные антициклоны обладают низкими температурами в нижних слоях атмосферы и температурной асимметрией в вышележащих. Они относятся к средним или низким барическим образованиям.

Высота стационарных антициклонов умеренных широт растет по мере их стабилизации, сопровождающейся потеплением атмосферы. Чаще всего это высокие антициклоны, с замкнутыми изогипсами в верхней тропосфере. Зимние антициклоны над сильно выхоложенной сушей, например, над Сибирью, могут быть низкими или средними, поскольку нижние слои тропосферы здесь очень выхоложены.

Субтропические антициклоны являются высокими – тропосфера в них тёплая.

Арктические антициклоны, являющиеся, в основном, термическими, – низкие.

Нередко высокие тёплые и малоподвижные антициклоны, развивающиеся в средних широтах, на длительное время (порядка недели и более) создают макромасштабные нарушения зонального переноса и отклоняет траектории подвижных циклонов и антициклонов от западно-восточного направления. Такие антициклоны носят название блокирующих антициклонов.

Центральные циклоны вместе с блокирующими антициклонами определяют направление основных течений общей циркуляции в тропосфере.

Высокие и тёплые антициклоны и холодные циклоны являются, соответственно, очагами тепла и холода в тропосфере. В районах между этими очагами создаются новые фронтальные зоны, усиливаются контрасты температуры и снова возникают атмосферные вихри, которые проходят тот же цикл жизни.

12.5. Регенерация барических образований

В синоптической практике под регенерацией барических образований понимают обычно процесс активизации циклона или антициклона после ослабления их деятельности (вторичное углубление циклона или вторичное усиление антициклона). С точки зрения причин процессов, которые приводят к резкой активизации барических образований (необязательно после их затухания), под регенерацией следует понимать любое резкое усиление углубление циклонов и усиление антициклонов.

Дегенерация барических образований – это процесс резкого ослабления циклонов и антициклонов.

Регенерировавшие барические образования в дальнейшем проходят тот же путь развития, который характерен для вновь образовавшихся возмущений.

Процессы регенерации барических образований вызывают значительные изменения давления на больших территориях.

При регенерации барических образований изменяется давление в центре: происходит углубление циклона и усиление антициклона. В системе регенерировавшего циклона, например, обостряются или возникают новые атмосферные фронты, усиливаются восходящие движения воздуха, увеличивается интенсивность процессов облако- осадкообразования. После регенерации может резко измениться направление и скорость поступательного движения циклонов и антициклонов.

12.5.1. Регенерация циклонов

- **Регенерация циклонов (вторичное углубление циклонов) чаще всего связана с дополнительным затоком в его систему более холодных масс воздуха и соответствующим втягиванием сюда нового холодного фронта**

Условия для регенерации старого заполняющегося циклона благоприятны, когда адвекция холода способствует увеличению термического контраста во фронтальной зоне (*рис. 12.9*). Такой процесс происходит при сближении окклюдированного полярнофронтового циклона с арктическим фронтом. Регенерация высокого циклона происходит, когда в его тыловую часть входят свежие холодные массы воздуха из другой депрессии. По сравнению со свежими холодными воздушными массами прежний холодный воздух в циклоне является тёплым.

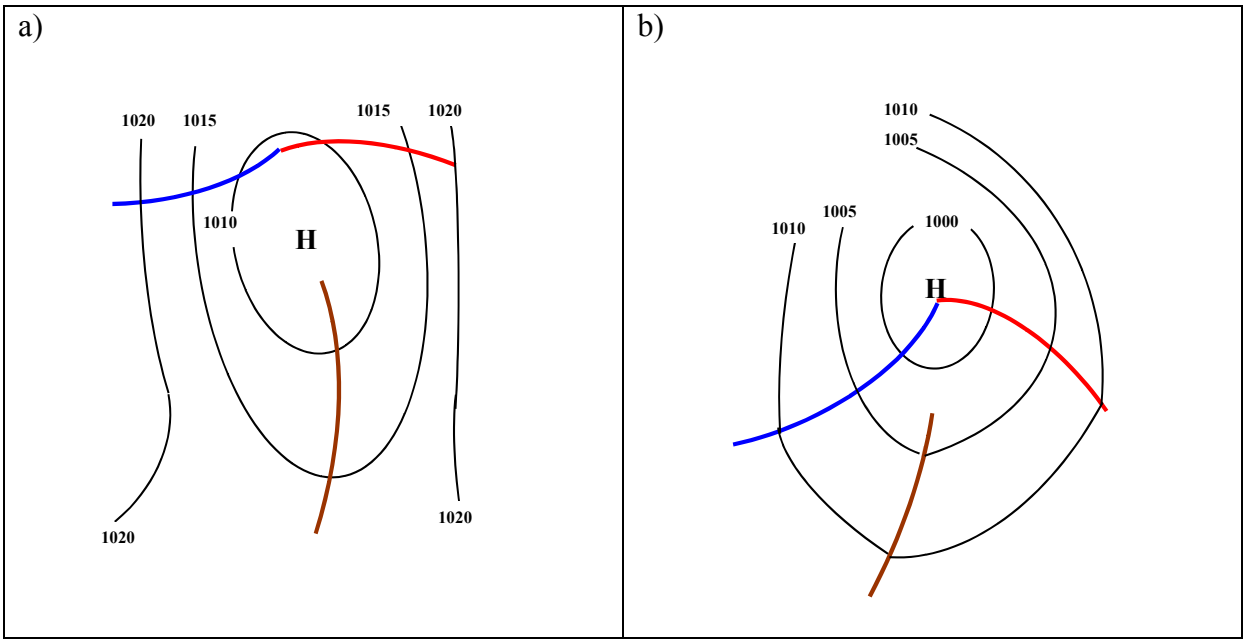


Рис. 12.9. Приземное барическое поле до регенерации циклона на новом фронте (a) и после регенерации (b)

При этом в передней части окклюдированного циклона должны быть благоприятные условия для падения давления (уменьшение циклонической кривизны изогипс по потоку и их расходимость при значительном градиенте геопотенциала во фронтальной зоне).

Заполняющийся циклон становится термически асимметричным, в нём создаётся новый тёплый сектор.

В тех случаях, когда массы холодного воздуха поступают не в тыловую, а в переднюю часть окклюдированного циклона регенерации не происходит.

- **Реже регенерация циклона связана с внедрением в его область масс тёплого воздуха**

- **Циклон может регенерировать при развитии на холодном фронте заполняющегося малоподвижного циклона нового циклона с последующим их слиянием (либо при быстром заполнении старого центра)**

Для регенерации в этом случае также необходимо вторжение масс более холодного воздуха в тыл циклона, который возник в системе старого заполняющегося циклона и смещается в его направлении (*рис. 12.10*). При этом барическое поле перестраивается так, что старый циклон быстро заполняется, а на его месте оказывается новый, углубляющийся циклон.

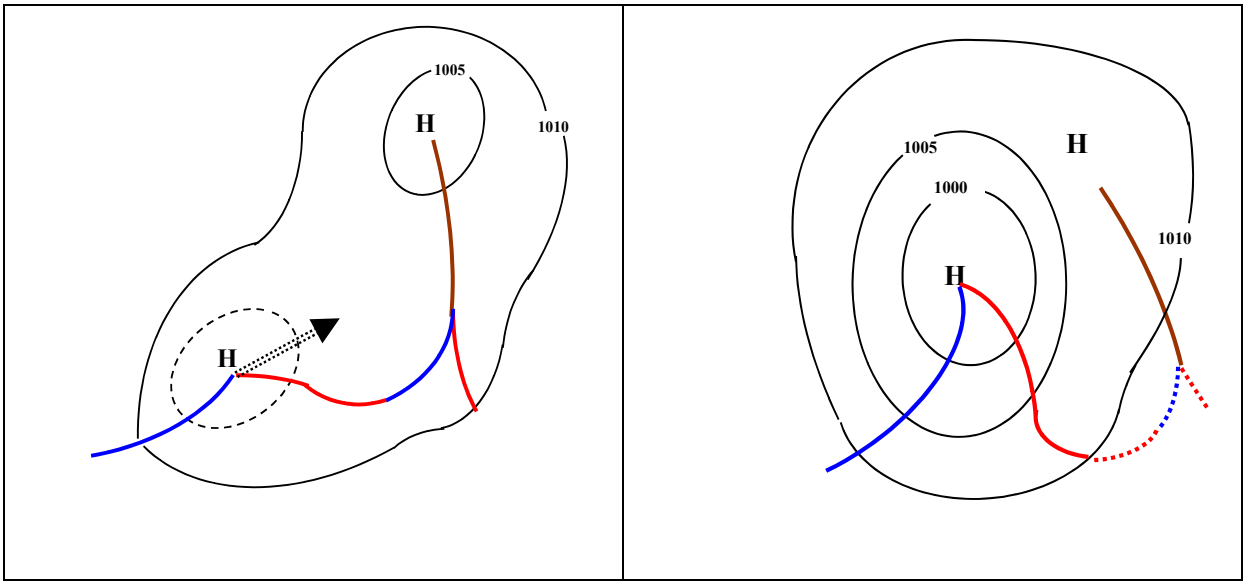


Рис. 12.10. Схема регенерации при развитии нового циклона
на холодном фронте заполняющегося малоподвижного циклона
(стрелка указывает направление смещения циклона)

- **Регенерация циклона происходит при слиянии двух циклонов, причём, здесь возможно образование возмущения, более глубокого, чем каждое из объединившихся**

- **Регенерация циклона нередко имеет место также при переходе циклона с суши на море, где трение в приземном слое атмосферы значительно меньше**

Следовательно, ветер усиливается, приближается по направлению к изобарам, что существенно уменьшает вток воздуха внутрь циклона в нижних слоях атмосферы. Начавшееся заполнение циклона может приостановиться и даже смениться его углублением.

Необходимо отличать регенерировавший циклон от молодого, учитывая, главным образом, историю развития процесса. Регенерировавший циклон, как правило, имеет значительно большую площадь распространения циклонической циркуляции. Кроме того, разность давлений между центром и периферией у регенерировавшего циклона нередко бывает боле 20 мб.

При меридиональной ориентации взаимодействующих центров регенерирует обычно южный циклон, при широтном – чаще западный. Это зависит от направления адвекции холодного воздуха.

12.5.2. Регенерация антициклонов

- **Регенерация антициклонов также происходит в случаях увеличения в его области горизонтальных градиентов температуры и усилении ветра на высотах**

Это может осуществиться в нескольких типичных ситуациях:

- При слиянии заключительного антициклона (антициклона, заканчивающего серию циклонов) с малоподвижным старым антициклоном.
- При развитии нового антициклона в отроге существующего (*рис. 12.11*).

Оба эти процесса имеют много общего, поскольку развитие нового антициклона происходит на фоне старого, и в обоих случаях связана с поступлением в область старого антициклона новых порций холодного или тёплого воздуха, что приводит к увеличению горизонтальных градиентов температуры в высотной фронтальной зоне и возрастанию скоростей ветра на высотах.

Процесс регенерации барических образований может повторяться многократно. Этим и объясняется длительное существование обширных глубоких малоподвижных циклонов (центральные циклоны) или малоподвижных областей высокого давления (стационарные или блокирующие антициклоны) над материками и океанами.

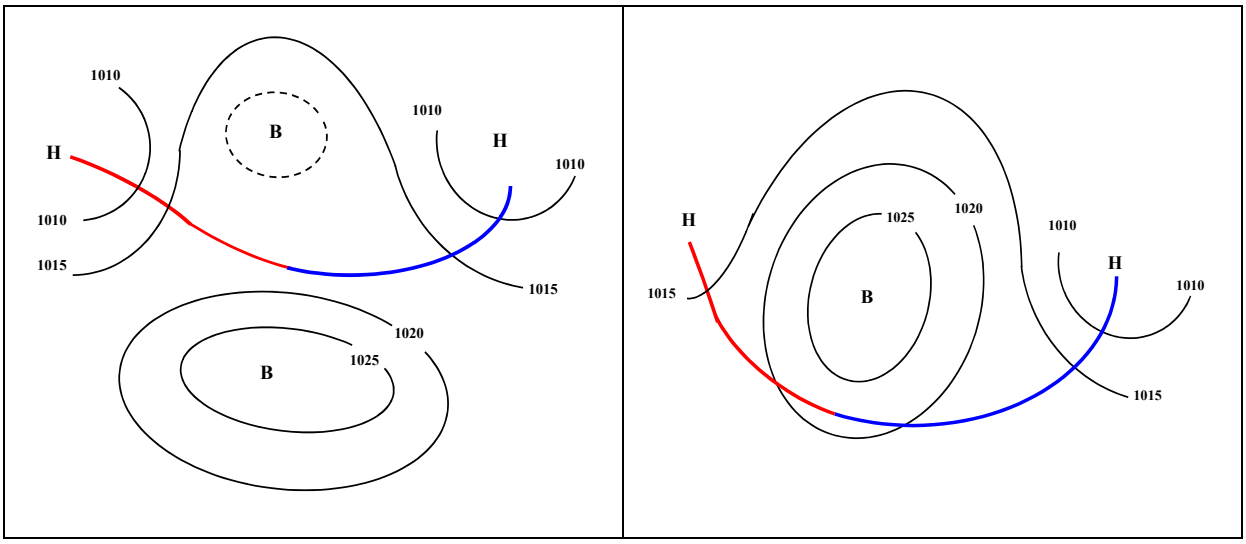


Рис. 12.11. Схема регенерации при развитии нового антициклона в отроге старого (новое ядро поглощает старый антициклон)

Особенно часто центральные циклоны возникают зимой над севером Атлантики и Европы, в районе исландской депрессии, и на севере Тихого океана в районе алеутской депрессии. Стационарные антициклоны характерны для субтропических областей. Зимой они прослеживаются в умеренных широтах материка.

12.6. Перемещение барических образований

Барические образования у поверхности Земли в большинстве случаев перемещаются по направлению устойчивого воздушного потока над ними на высоте поверхности AT_{700} или AT_{500} со скоростью, пропорциональной скорости на соответствующей поверхности, т.е. по правилу ведущего потока.

В среднем коэффициент пропорциональности между скоростью ведущего потока и скоростью перемещения барических образований составляет 0.8 для AT_{700} и 0.6 для AT_{500}.

Но расчёты показывают, что коэффициент пропорциональности зависит от скорости ведущего потока (*табл. 12.5.1*):

Таблица 12.5.1

Коэффициент пропорциональности между скоростью ведущего потока и скоростью перемещения барических образований у поверхности Земли

Скорость ведущего потока, км/ч	Коэффициент пропорциональности		Скорость ведущего потока, км/ч	Коэффициент пропорциональности	
	AT_{700}	AT_{500}		AT_{700}	AT_{500}
< 30	1.5	1.2	45-55	0.8	0.6
30-35	1.2	1.0	55-85	0.7	0.5
35-45	1.0	0.8	85-100	0.6	0.4

Правило ведущего потока приближённо отражает картину перемещения барических образований. Строго говоря, циклоны и антициклоны, перемещаясь в направлении ведущего потока, нередко отклоняются от направления изогипс на поверхности AT_{700} или AT_{500}.

Рассмотрим перемещение барического центра $\mathbf{H_1}$ (*рис. 12.11*) вдоль пути **L(x, y)** за время **t**.

Преобразуем выражение, устанавливающее связь между средней температурой слоя $\mathbf{T_m}$ между изобарическими поверхностями и его толщиной $\mathbf{H_1^2}$ (*см. гл. 3*)

$$\mathbf{H_2\text{-}H_1=H_1^2 = k_{1,2}\ T_m}$$

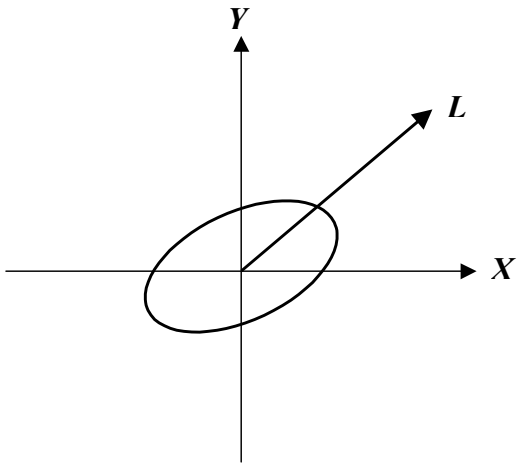


Рис. 12.12. Перемещение барического центра вдоль пути L(x, y).

Дифференцируя данное выражение по (x, t) и (y, t), получим:

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{x}}\right)-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{x}}\right)&=\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{x}}\right)\\ \frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{y}}\right)-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{y}}\right)&=\mathbf{a}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{y}}\right).\end{aligned} \tag{12.5.1}$$

или

$$\begin{aligned}-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{x}}\right)&=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{x}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{x}}\right)\\ -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{y}}\right)&=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{y}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{y}}\right).\end{aligned} \tag{12.5.2}$$

Если $\mathbf{H_1}$ – относится к барическому центру у поверхности Земли, $\mathbf{H_2}$ – к ведущему потоку над центром, то учитывая, что в барических центрах, по условию экстремума, $\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} = \mathbf{0}$, что сохраняется и при перемещении барического центра со скоростью **C**, тогда $\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{dt}}\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} = \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{dt}}\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} = \mathbf{0}$, раскрывая оператор $\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{dt}}$, получим:

$$\begin{aligned} &\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}}\right) + \mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}^2}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right) = \mathbf{0}, \\ &\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}^2}\right) = \mathbf{0}. \end{aligned} \tag{12.5.3}$$

или

$$\begin{aligned} &-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}}\right) = \mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}^2}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right), \\ &-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}}\right) = \mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}^2}\right). \end{aligned} \tag{12.5.4}$$

Подставив выражение из (12.5.4) для $\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}}\right)$, $\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}}\right)$ в выражение (12.5.2), получим

$$\begin{aligned} &\mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}^2}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_2}}{\partial \mathbf{x}}\right) + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{x}}\right), \\ &\mathbf{C_x}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{C_y}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}^2}\right) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_2}}{\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{y}}\right). \end{aligned} \tag{12.5.5}$$

Если C – скорость перемещения барического центра вдоль пути L, а C_x и C_y – проекции скорости на соответствующие оси (x, y), то можем записать:

$$\begin{aligned} &\mathbf{C}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}}\right) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_2}}{\partial \mathbf{x}}\right) + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{x}}\right), \\ &\mathbf{C}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}}\right) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H_2}}{\partial \mathbf{y}}\right) + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{y}}\right). \end{aligned} \tag{12.5.6}$$

Эти два скалярные уравнения запишем в виде одного векторного (используя соответственно единичные векторы **i** и **j**), суммируя данные уравнения:

$$\left(\mathbf{C}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\right)(\mathbf{grad}\mathbf{H}_1) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}(\mathbf{grad}\mathbf{H}_2) + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}(\mathbf{grad}\mathbf{T_m}),$$

векторное уравнение спроектируем на **L** – направление перемещения барического центра, тогда

$$\mathbf{C}\frac{\partial^2 \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{L}^2} = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{t}} + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{T}_\mathbf{m}}{\partial \mathbf{t}}. \qquad (12.5.7)$$

Следовательно, перемещение барического центра у поверхности Земли обусловлено двумя факторами:

- Распределением изменений геопотенциала на верхней (например, относительно Земли) изобарической поверхности – на AT_{700} или AT_{500},
- Распределением изменений средней температуры $\mathbf{T_m}$ слоя $\mathbf{H_1^2}$ между этими поверхностями.

Наличие в формулах (12.5.5) члена, содержащего смешанные производные $\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right)$, указывает, что если в циклоне и антициклоне изобары резко отличаются от круговых, это обусловливает дополнительную слагающую скорости перемещения центра, направленную в ту же сторону, что и передняя большая полуось рассматриваемого циклона или антициклона. Данное слагаемое сравнительно мало (а при круговых изобарах равно нулю) и им можно пренебречь.

Проанализируем уравнение (12.5.7).

Для случая перемещения циклона имеем

$$\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{L}^2}\left\{\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{x}^2}, \quad \frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{y}^2}\right\} > \mathbf{0},$$

поскольку **C>0**, то левая часть уравнения (12.5.7) больше нуля. Тогда правая часть уравнения (12.5.7):

$$-\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{t}} + \mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{T}_\mathbf{m}}{\partial \mathbf{t}} > 0$$

при

$$\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{T}_\mathbf{m}}{\partial \mathbf{t}} > 0, \text{ и } \frac{\partial}{\partial \mathbf{L}}\frac{\partial \mathbf{H_2}}{\partial \mathbf{t}} < \mathbf{0}.$$

Рассматривая изменение средней температуры слоя, можно видеть, что, циклон на нижней поверхности (в нашем случае – уровень земной поверхности) стремится переместиться в ту сторону, где средняя температура слоя между 2-мя поверхностями локально повышается больше, либо, если средняя температура всюду понижается, то в сторону, где это понижение меньше.

Помимо изменений средней температуры слоя определённую роль играет изменение самого поля геопотенциала верхней изобарической поверхности $\frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial H_2}{\partial t}$. Благодаря данному фактору, циклон имеет слагающую перемещения, направленную в сторону, где H_2 локально понижается быстрее, либо если H_2 всюду повышается, то в ту сторону, где повышение идет медленнее:

$$\frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial H_2}{\partial t} < 0.$$

- **Центр циклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции тепла или ослабевающей адвекции холода**

- **Центр циклона перемещается туда, где геопотенциал вышележащей поверхности понижается быстрее или повышается медленнее всего**

Для случая перемещения антициклона $\frac{\partial^2 H_1}{\partial L^2} < 0$, поскольку **C>0**, то левая часть уравнения (12.5.7) меньше нуля. Тогда правая часть уравнения (12.5.7):

$$-\frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial H_2}{\partial t} + k_{1,2}\frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial T_m}{\partial t} < 0.$$

Это осуществляется при:

$$k_{1,2}\frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial T_m}{\partial t} < 0, \text{ и } \frac{\partial}{\partial L}\frac{\partial H_2}{\partial t} > 0.$$

Антициклон на нижней поверхности (в нашем случае – уровень земной поверхности) стремится переместиться в ту сторону, где средняя температура слоя между 2-мя поверхностями локально понижается больше, либо, если средняя температура всюду повышается, то в сторону, где это повышение меньше. Кроме того, скорость перемещения обратно пропорциональна величине $\frac{\partial^2 H_1}{\partial L^2}$.

- **Центр антициклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции холода или ослабевающей адвекции тепла**

- **Центр антициклона перемещается туда, где геопотенциал вышележащей поверхности повышается быстрее или понижается медленнее всего**

- **При прочих равных условиях отклонение пути приземного барического образоот ведущего потока будет тем больше, чем меньше барический градиент в центральной части приземного барического образования.**

Рассматривая выражение (12.5.5) в натуральной системе координат, получим

$$\begin{aligned} &\mathbf{C_s}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{s}^2}\right)+\mathbf{C_n}\left(\frac{\partial}{\partial \mathbf{n}}\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{s}}\right)=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{s}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{s}}\right),\\ &\mathbf{C_s}\left(\frac{\partial}{\partial \mathbf{n}}\frac{\partial \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{s}}\right)+\mathbf{C_n}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{n}^2}\right)=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{n}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{n}}\right). \end{aligned} \qquad (12.5.8)$$

Здесь s и n обозначают направления касательной и нормали к изогипсам поверхности AT_{700} или AT_{500}. Величины $\mathbf{C_s}$ и $\mathbf{C_n}$ – касательная и нормальная составляющие скорости перемещения барического центра.

Поскольку $\frac{\partial \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{s}}$=0, то можно записать

$$\mathbf{C_s}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{s}^2}\right)=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{s}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{t}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{s}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{t}}\right), \qquad (12.5.9)$$

$$\mathbf{C_n}\left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}_1}{\partial \mathbf{n}^2}\right)=-\frac{\partial}{\partial \mathbf{n}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{t}}\right)+\mathbf{k}_{1,2}\frac{\partial}{\partial \mathbf{n}}\left(\frac{\partial \mathbf{T_m}}{\partial \mathbf{t}}\right) \qquad (12.5.10)$$

Формула (12.5.9) показывает, что касательная составляющая скорости барического центра $\mathbf{C_s}$, направленная вдоль изогипс вышележащей поверхности, может варьировать в зависимости от распределения вдоль потока локальных изменений средней температуры слоя $\mathbf{T_{cp}}$ и локальных изменений геопотенциала $\mathbf{H_2}$, а также от степени сгущения изобар в центральной части циклона или антициклона у поверхности Земли ($\frac{\partial^2 \mathbf{H_1}}{\partial \mathbf{s}^2}$).

Формула (12.5.10) показывает, что барический центр имеет не только слагаемую перемещения $\mathbf{C_s}$, но и $\mathbf{C_n} \neq 0$, направленную по нормали к изогипсам. Следовательно, приземный барический центр у поверхности Земли может перемещаться под некоторым углом к направлению изогипс поверхности $\mathbf{H_2}$ (*рис. 12.13*).

Первое слагаемое правой части (12.5.10) описывает отклонения (вправо или влево) пути барического образования у поверхности Земли от направления изогипс AT_{700} или AT_{500} над его центром, обусловленное неодинаковым локальным изменением геопотенциала на AT_{700} или AT_{500}, справа и слева от приземного барического центра, если

смотреть по потоку (либо, поскольку $\frac{\partial}{\partial \mathbf{n}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{t}}\right) = \frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\left(\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{n}}\right)$ – локальным изменением градиента геопотенциала над приземным центром).

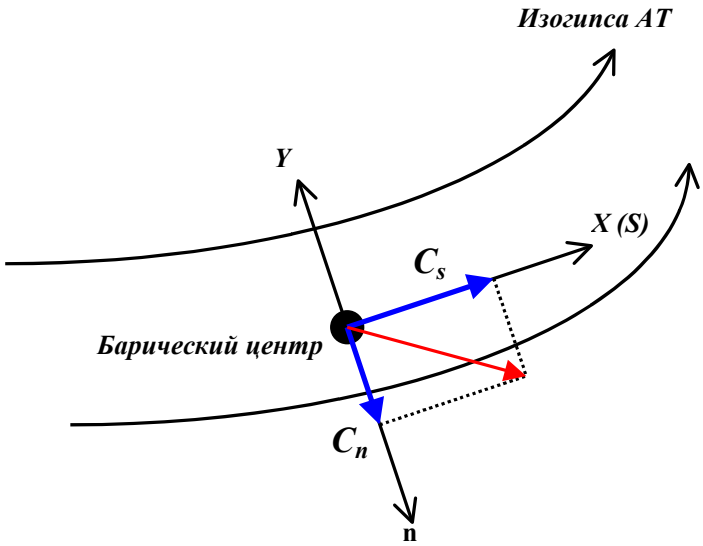


Рис. 12.13. Касательная $\mathbf{C_s}$ и нормальная $\mathbf{C_n}$ составляющие скорости перемещения барического центра у поверхности Земли (центр обозначен зачернённым кружком)

Уменьшение со временем градиента геопотенциала $\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{n}}$ вызывает отклонение пути циклона вправо, пути антициклона – влево. Увеличение со временем градиента $\frac{\partial \mathbf{H}_2}{\partial \mathbf{n}}$, напротив, вызывает отклонение пути циклона влево, антициклона – вправо от направления изогипс.

Второе слагаемое правой части (12.5.10) описывает отклонения (вправо или влево) от направления изогипс AT_{700} или AT_{500} над его центром у поверхности Земли, обусловленное неодинаковым изменением средней температуры слоя $\mathbf{T_m}$, справа и слева от приземного барического центра, если смотреть по потоку.

Циклонический центр отклоняется вправо при увеличении со временем средней температуры слоя в направлении нормали, влево – при её уменьшении. Для антициклонического центра имеет место обратное соотношение.

Укажем, что ввиду относительно небольшого различия в изменении со временем $\mathbf{T_m}$ по потоку справа и слева от приземного барического центра, этим слагаемым можно пренебречь.

Кроме того, перемещение приземных барических образований зависит от производной $\frac{\partial^2 H_1}{\partial n^2}$, т.е. отклонение от ведущего потока будет тем больше, чем меньше сгущены изобары в центральной части приземного барического образования.

Из (12.5.10) можно получить рабочую формулу для расчёта нормальной составляющей скорости приземного барического центра:

$$C_n = -\frac{\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial H_2}{\partial n}\right)}{\left(\frac{\partial^2 H_1}{\partial n^2}\right)} \approx -\frac{\frac{\partial}{\partial t} H_n}{\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}},$$

если измерять $\frac{\partial}{\partial t} H_n$ в гп. дам на 1000 км за сутки, $\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}$ в гПа на (500км)^2, то

$$C_n = \frac{-312\frac{\partial}{\partial t} H_n}{\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}}.$$

Если измерять $\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}$ – гПа на (250км)^2, то

$$C_n = \frac{-78\frac{\partial}{\partial t} H_n}{\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}}.$$

При C_n >0 барическое образование смещается вправо от изогипс ведущего потока, при C_n <0 – влево.

Для циклонического центра $\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}$>0, следовательно,

C_n >0 при $\frac{\partial}{\partial t} H_n$ <0 (отклонение вправо), C_n <0 при $\frac{\partial}{\partial t} H_n$ >0 (отклонение влево).

Для антициклонического центра $\frac{\partial^2 P_0}{\partial n^2}$<0, следовательно,

C_n >0 при $\frac{\partial}{\partial t} H_n$ >0 (отклонение вправо), C_n <0 при $\frac{\partial}{\partial t} H_n$ >0 (отклонение влево).

Скорости перемещения циклонов колеблются в широких пределах. В начальной стадии развития низкие циклоны перемещаются со скоростью 40-50 км/час, а в некоторых случаях скорость увеличивается до 80-100 км/ч.

Активное перемещение циклонов происходит до тех пор пока над ними в средней тропосфере сохраняется устойчивый воздушный поток – ведущий поток. Наиболее часто перемещение циклона происходит от западной половины горизонта к восточной, в соответствии с направлением ведущего потока. Аномальность перемещения барических центров относительно ведущего потока, как показано выше, определяется рядом факторов, основным из которых является неравномерное локальное изменение градиента гепотенциала над перемещающимся центром.

Таким образом, в соответствии с основным западно-восточным переносом воздушных масс в атмосфере, восточная часть циклона является передней его частью, западная – тыловой. Отступления от этого правила имеются, если направление ведущего потока резко отличается от западно-восточного направления.

Когда циклоны становятся высокими (начиная с третьей стадии развития), то их скорость резко уменьшается. Заполняющиеся циклоны являются квазисимметричными и холодными. В средней тропосфере они имеют замкнутые изогипсы, т.е. ведущий поток определённого направления над центром циклона уже отсутствует, и циклоны, как правило, становятся малоподвижными (квазистационарными). При этом циклонический центр иногда описывает петлю.

12.7. Центры действия атмосферы

Барические образования у поверхности Земли смещаются в соответствии с устойчивым воздушным потоком на уровне 4-6 км (ведущий поток). Но нередко барические образования перемещаются, отклоняясь от ведущего потока. В некоторых районах циклоны и антициклоны становятся малоподвижными, обеспечивая здесь в течение более или менее длительного времени преобладание поля высокого или низкого давления, что отражается на многолетних средних картах давления на уровне моря (*рис. 12.14, 12.15*).

- **Многолетние средние, или климатические карты атмосферного давления показывают определенное положение областей низкого и высокого давления по месяцам, сезонам либо за год. Эти области называются климатологическими центрами действия атмосферы (ЦДА)**

На ежедневных синоптических картах к устойчивым областям низкого и высокого давления, наблюдаемым в районе данного климатического ЦДА и соответствующим им по знаку, применяют термин «*синоптические»* ЦДА, или сокращенно – «ЦДА».

Например, употребляется термин «северотихоокеанский максимум» как в климатологическом смысле, так и по отношению к конкретному антициклону, располагающемуся в субтропической зоне Тихого океана.

- **На синоптических картах прослеживаются реальные барические системы, существующие в данном районе, но рано или поздно исчезающие**

- **На климатологических картах выявляются климатологические барические центры, которые являются статистическим результатом преобладания в данном районе синоптических центров действия атмосферы одного и того же знака**

Синоптические центры действия атмосферы, формируясь под влиянием циркуляционных условий, одновременно испытывают термическое воздействие подстилающей поверхности, дополняемое над материком орографическими эффектами, что находит свое отражение на климатических картах распределения атмосферного давления.

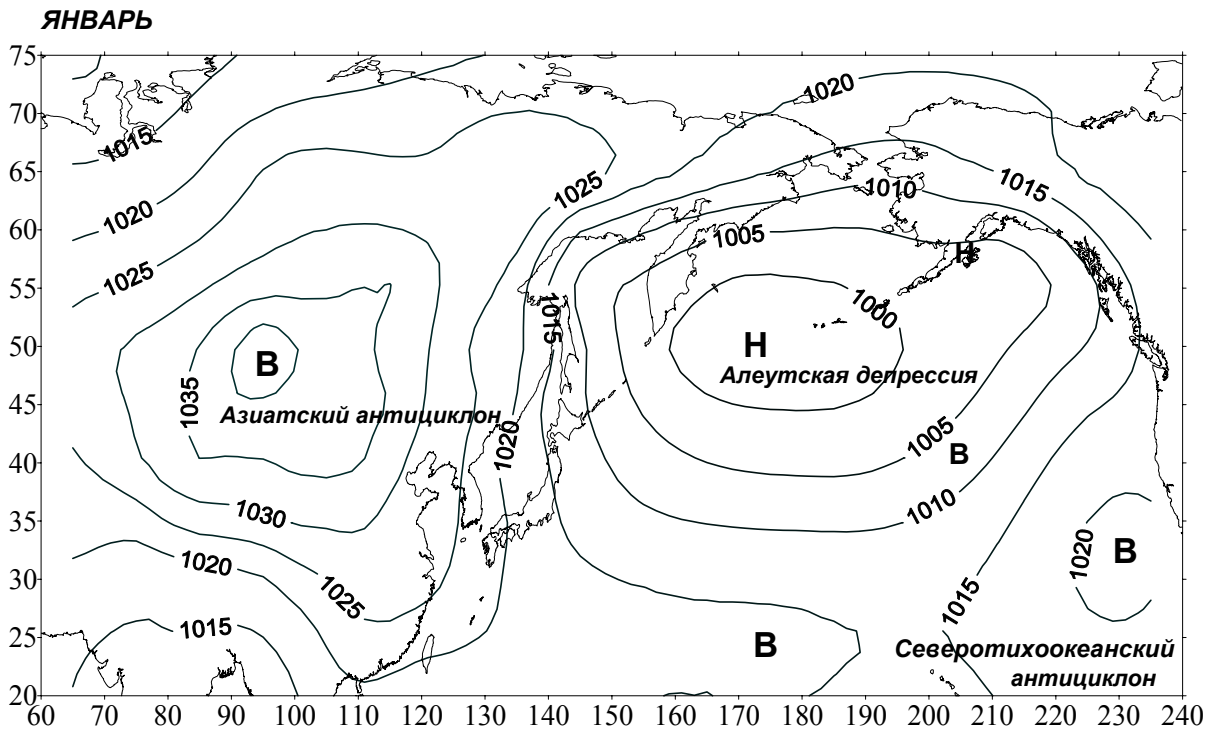
- **Различают сезонные и перманентные (постоянные) центры действия атмосферы**

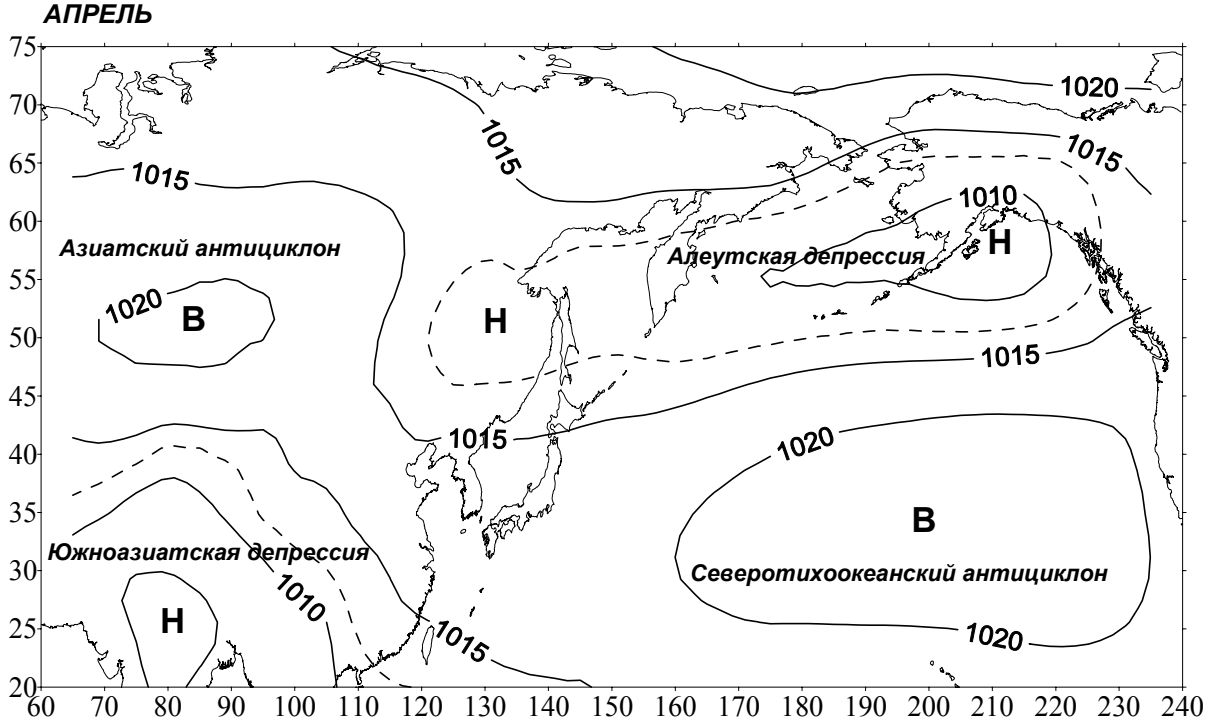
Постоянные центры действия атмосферы:

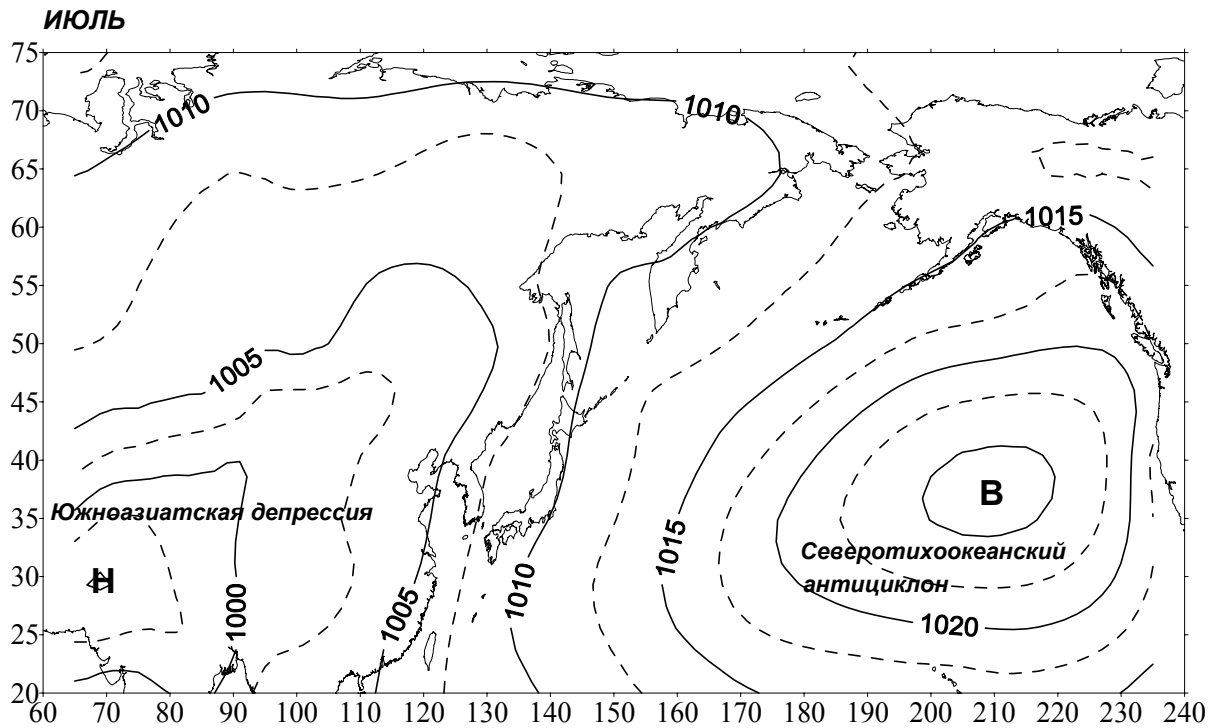
- *Экваториальная депрессия* – полоса пониженного атмосферного давления, охватывающая земной шар вблизи экватора. Экваториальная депрессия не совпадает с географическим экватором и смещается от экватора в зависимости от сезона то к северу, то к югу в то полушарие, где в данное время лето. В экваториальной депрессии располагается внутритропическая зона конвергенции.

По обе стороны от экваториальной депрессии располагаются субтропические зоны повышенного давления, нередко распадающиеся на отдельные области – океанические субтропические антициклоны. В северном полушарии это:

- *Азорский максимум* (североатлантический антициклон) над субтропическими широтами Атлантического океана,
- *Гонолульский максимум* (северотихоокеанский антициклон, гавайский максимум) над субтропическими широтами Тихого океана.


ЯНВАРЬ
Азиатский антициклон
Алеутская депрессия
Северотихоокеанский антициклон
В
Н
1035
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000


АПРЕЛЬ
Азиатский антициклон
Алеутская депрессия
Южноазиатская депрессия
Северотихоокеанский антициклон
В
Н
1020
1015
1010



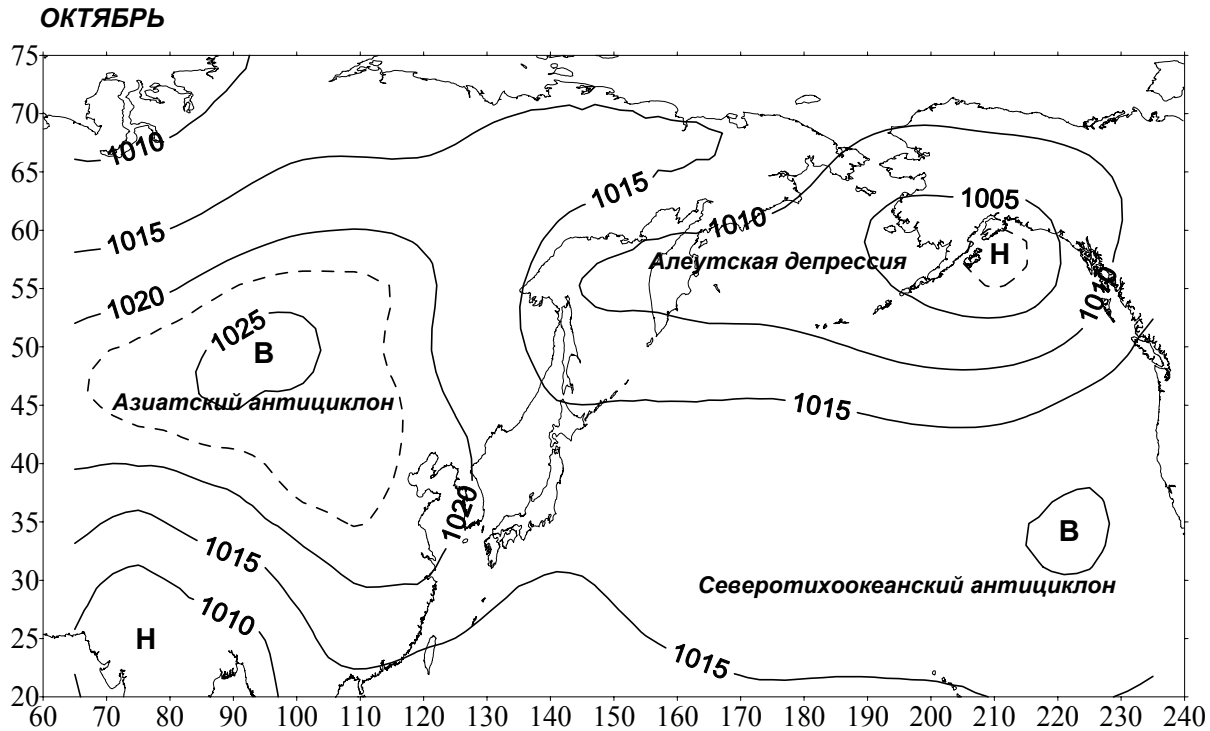
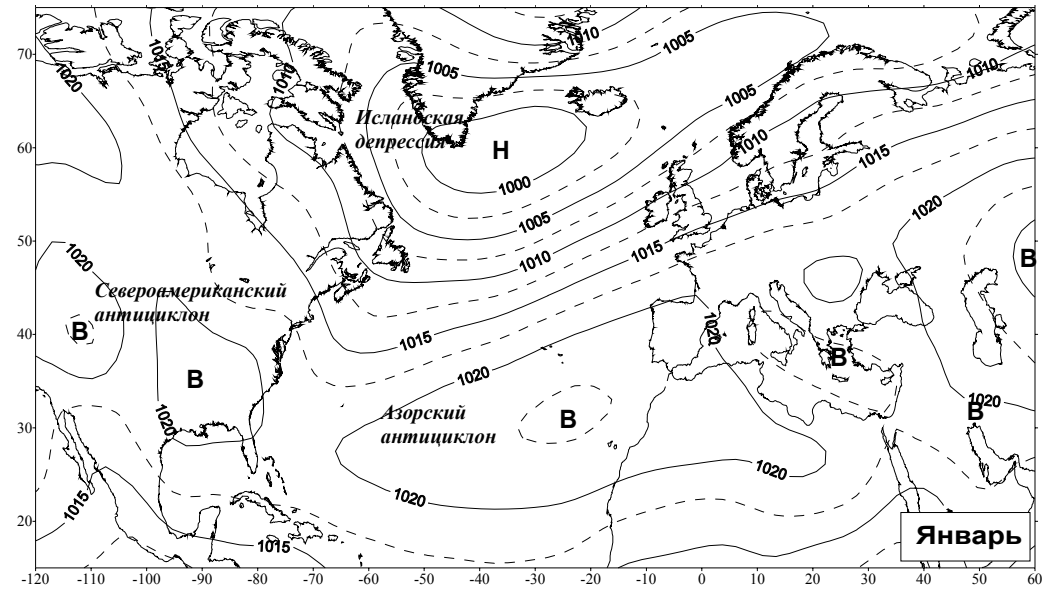


Рис. 12.14. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в центральные месяцы сезонов



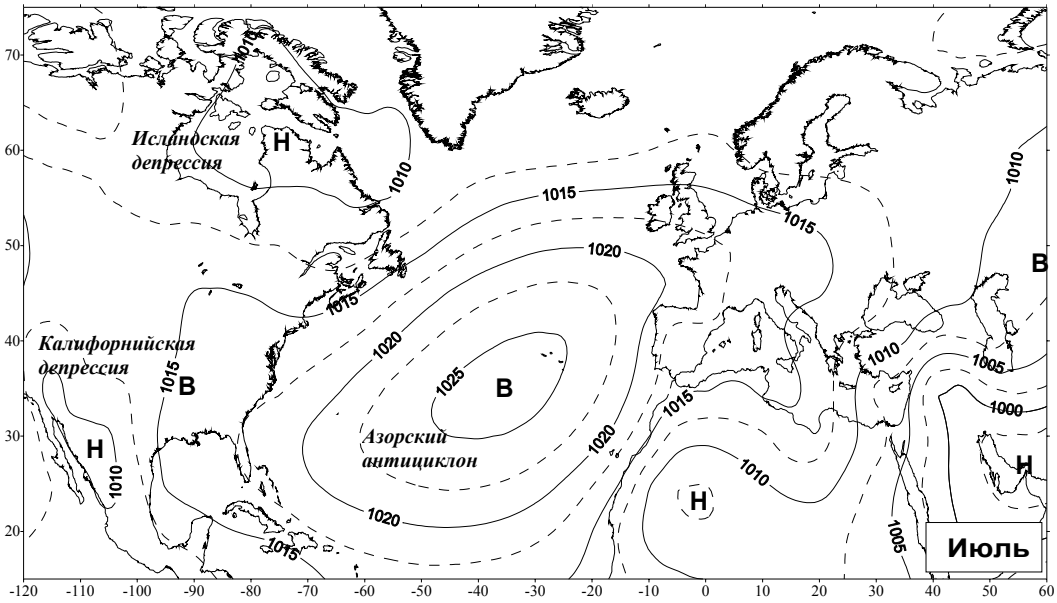


Рис. 12.15. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Северо-Атлантического региона в январе и июле

В южном полушарии:

- *Южно-атлантический максимум*, или антициклон острова Святой Елены,
- *Южно-тихоокеанский антициклон*,
- *Южно-индийский максимум*, или антициклон острова Святого Маврикия.

Сезонные центры действия атмосферы:

Зимой над континентальными районами обнаруживаются антициклоны, которые летом сменяются депрессиями:

- *Алеутский зимний минимум* в северной части Тихого океана,
- *Исландский зимний минимум* в северной части Атлантического океана.

Эти депрессии очень глубоки и обширны зимой и практически исчезают летом. Некоторые авторы относят их к перманентным (постоянным) ЦДА.

- *Сибирский (азиатский) зимний максимум* с центром над Монгольским плато,
- *Канадский зимний максимум*,
- *Азиатский летний минимум* (южно-азиатская, передне-азиатская летняя депрессия) с центром над Афганистаном,
- *Северо-американская* (калифорнийская) *летняя депрессия*.

Эти летние депрессии простираются до тропических широт, нарушая единство субтропической зоны высокого давления.

В Арктике на климатических картах намечается область повышенного давления (арктический антициклон), выраженная, однако, нечётко (но некоторые исследователи всё же относят ее к ЦДА). Зимой в арктическом антициклоне выделяются два центра: над арктической Америкой и над Гренландией, летом – три: над Гренландией, Баренцевым морем и к северу от Чукотского моря. Над самим полюсом давление относительно пониженное.

В южном полушарии зона низкого давления умеренных широт (субполярная депрессия) не расчленена на отдельные депрессии, а огибает все южное полушарие, в связи с однородным характером подстилающей поверхности в этих широтах, и обычно рассматривается как единый ЦДА:

- *Зона пониженного давления* умеренных широт южного полушария.

Кроме того, выявляются сезонные депрессии в южном полушарии над сушей в субтропиках, которые зимой сменяются областями повышенного давления:

- *Австралийская летняя депрессия*,
- *Южно-американская летняя депрессия*,
- *Южно-африканская летняя депрессия*.
- *Австралийский зимний антициклон*,
- *Южно-американский зимний антициклон*,
- *Южно-африканский зимний антициклон,*
- *Антарктический антициклон*.

В Антарктике область повышенного давления более устойчива и сильнее развита, поэтому ее можно рассматривать, как перманентный ЦДА:

12.7.1. Характеристика ЦДА Северо-Атлантического региона

Азорский антициклон

Азорский антициклон располагается в субтропических и тропических широтах северного Атлантического океана с центром вблизи 35-й параллели, неподалеку от Азорских островов. Зимой азорский антициклон имеет отрог на северную Африку, летом – на Средиземное море и южную Европу. Давление в центре изменяется от 1020-1022 гПа весной и осенью до 1024-1025 гПа зимой и летом.

Район азорского антициклона является основным очагом формирования морского тропического воздуха для Европы.

Исландская океаническая депрессия

Исландская океаническая депрессия – область пониженного давления на севере Атлантического океана между Гренландией и Европой с центром вблизи Исландии. Кроме основного центра, зимой различают вторичные центры к западу от Гренландии и над Баренцевым морем. Летом исландская депрессия делится на две части – над Дэвисовым проливом и к западу от Гренландии.

Давление в центре имеет простой годовой ход с минимумом в январе (994 гПа) и максимумом в июле (1009 гПа).

12.7.2. Характеристика ЦДА Северной Америки

Канадский максимум

Канадский максимум (североамериканский зимний антициклон) прослеживается с октября по февраль включительно. Максимальное давление в центре отмечается в январе – около 1024 гПа.

Калифорнийский минимум

Калифорнийский минимум прослеживается с марта по октябрь. Минимальное давление характерно для июня – 1008 гПа.

12.7.3. Характеристика ЦДА Азиатско-Тихоокеанского региона

Годовое поле давления над Азиатско-Тихоокеанским регионом формируется под определяющим влиянием двух основных центров действия атмосферы – *азиатского максимума (1025 гПа) и алеутского минимума (1006 гПа).*

От сезона к сезону барическое поле претерпевает существенные изменения, благодаря мощному воздействию азиатского материка и Тихого океана, которые создают условия для значительного сезонного перераспределения.

Основными барическими образованиями в холодную половину года над Азиатско-Тихоокеанским регионом являются сибирский (азиатский, центральноазиатский) антициклон (максимум) и алеутская депрессия (минимум).

Летом над азиатским континентом господствует азиатская (южно-азиатская) депрессия, тихоокеанская акватория находится под воздействием перманентного северотихоокеанского (гонолульского, гавайского) антициклона.

Географическое положение ЦДА и давление в центрах заметно меняется в течение периода их активной деятельности (*рис. 12.16*).

Азиатский антициклон

Азиатский антициклон (с центром над Монгольским плато) в виде самостоятельного барического центра отмечается с сентября по май, и, формируясь под влиянием циркуляционных условий, одновременно испытывает значительное термическое воздействие материка, а также влияние горных систем Восточной и Центральной Азии.

Горные системы способствуют задержанию и накоплению холодных воздушных масс. Иногда сибирский антициклон объединяется с ленско-колымским ядром, образуя обширную и устойчивую область высокого давления.

Уже в августе над континентом начинается рост давления. При соответствующих условиях азиатский антициклон может сформироваться уже с сентября и прослеживаться вплоть до июня, но интенсивность его в эти месяцы невелика. В июне антициклон в виде замкнутого центра формируется примерно в 50 % случаев, и среднее многолетнее давление составляет при этом лишь 1011.6 гПа. Наибольшей интенсивностью отличается азиатский антициклон в зимние месяцы, когда вместе с охлаждением материка среднее месячное давление в его центре превышает 1035 гПа (суточный максимум – 1084 гПа), достигая 1060 гПа (январь, 1970).

Центр азиатского антициклона январе-феврале достигает своего крайнего восточного положения положение (103° в.д.), а затем, во второй половине холодного полугодия смещается к западу. К июню центр располагается вблизи 80° в.д.

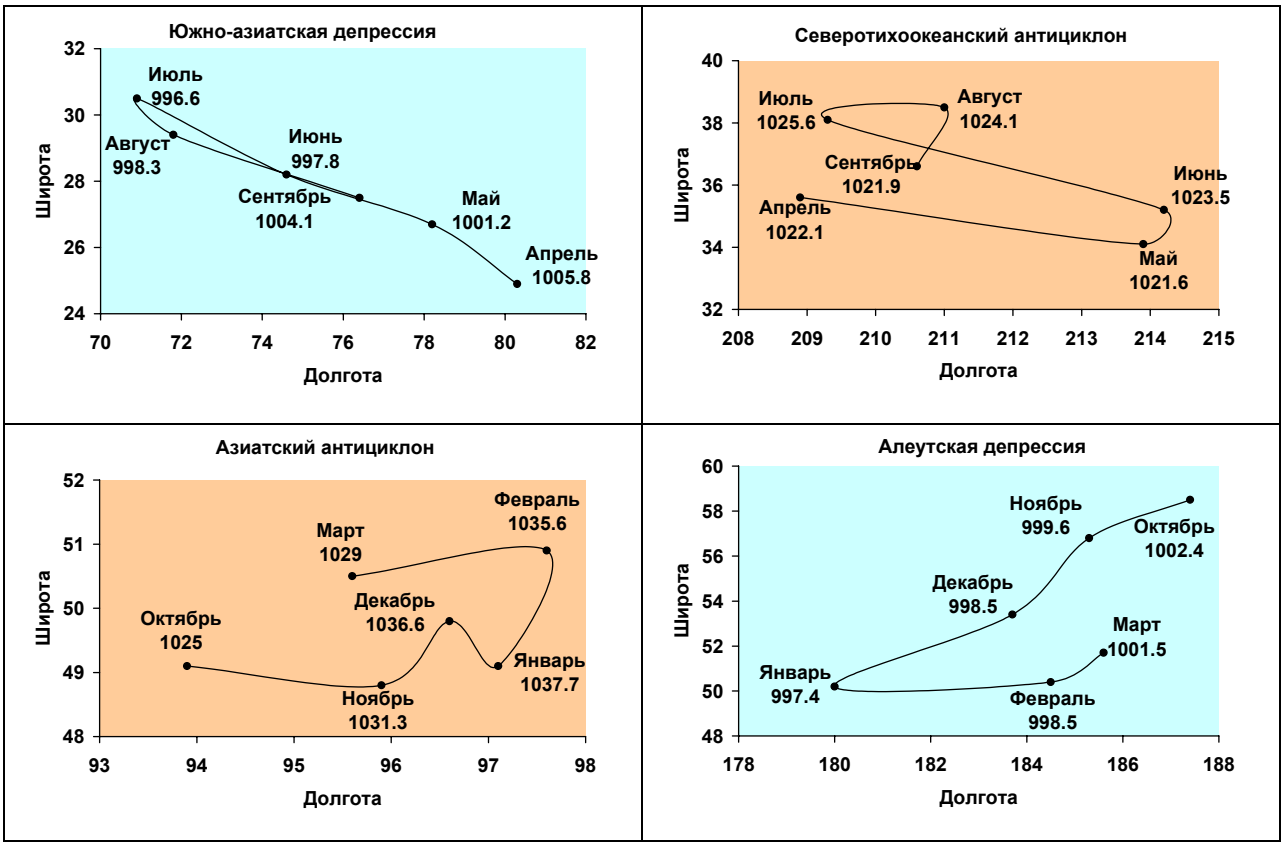


Рис. 12.16. Среднее многолетнее атмосферное давление в центрах действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона и их географическое положение в месяцы наибольшей активности

Алеутский минимум

Алеутский минимум прослеживается на картах погоды с августа по июнь, с наибольшей глубиной зимой, когда активизируется циклоническая деятельность на тихоокеанской ветви фронта умеренных широт и арктического фронта на севере Охотского и Берингова морей, а также проявляется воздействие тёплой поверхности тихоокеанской акватории. Среднее многолетнее давление воздуха в центре алеутской депрессии около 1000 гПа. На средних картах давления на уровне моря алеутский минимум в июле не обнаруживается. Минимальное среднемесячное значение давления в центре алеутской депрессии составляло 980 гПа (март 1980 г.), максимальное – 1016.4 гПа (май 1920, 1964 гг.).

Центр алеутского минимума смещается зимой к Алеутским островам, занимая в январе крайнее западное положение, летом он смещается к востоку, к северо-восточной окраине Берингова моря

Южноазиатская депрессия

Летом над азиатским континентом господствует южноазиатская депрессия с центром над Афганистаном и ложбинами, одна из которых направлена на районы Северо-Восточного Китая и среднее течение Амура.

Среднее многолетнее давление в центре азиатского минимума летом составляет около 995 гПа, изменяясь от 991.7 гПа (июнь 1927 г.) до 1015 гПа (март 1947 г.).

Поскольку экваториальная депрессия, благодаря сильному прогреву азиатского континента, значительно расширяется по площади и сливается с азиатской депрессией, южную часть последней иногда рассматривают, как экваториальную депрессию, сместившуюся в тропические широты нагретого материка. Отметим, что на годовых картах давления летняя азиатская депрессия практически не находит своего отражения и выражена лишь в виде ложбины на северной периферии экваториальной депрессии.

Обычно с прогревом материка от апреля к июлю центр южноазиатской депрессии поднимается к северу, одновременно сдвигаясь к западу, занимая в июле крайнее западное положение, а затем вновь смещается в восточном направлении.

Северотихоокеанский антициклон

Тихоокеанская акватория находится под воздействием северотихоокеанского антициклона. Последний является обширным, высоким, тёплым барическим образованием, формирующимся над тёплой океанической поверхностью в полосе высокого давления субтропической и тропической зоны (20-40 °с.ш.) Тихого океана, с центром к северу от Гавайских островов. Антициклон образуется за счет динамического фактора и поддерживается вхождением в его систему подвижных антициклонов из Арктики и азиатского континента.

В отдельных синоптических ситуациях в области северотихоокеанского антициклона прослеживаются два-три отдельных антициклона. К северу от каждого из них на ветки полярного фронта развивается серия циклонов. Пополнение и усиление северотихоокеанского антициклона происходит путем вхождения в этот район ядер высокого давления из Арктики и с азиатского материка.

Среднее многолетнее давление на уровне моря в центре северотихоокеанского максимума в январе, когда он смещен к берегам Америки, превышает 1020 гПа; в июле, когда его отрог направлен к берегам Азии, превышает 1025 гПа. Его среднемесячная интенсивность может изменяться от 1014 гПа (январь 1916 г.) до 1034.8 гПа (январь 1937 г.).

Следует отметить, что северотихоокеанский антициклон, хотя и относится к динамически стационарным областям высокого давления, но наиболее активен в летние месяцы, когда термические факторы, являющиеся вторичными, вносят существенный вклад в формирование барического поля тропосферы умеренных широт.

В тёплое полугодие прохладная (на фоне прогретого материка) океаническая поверхность способствует смещению центра северотихоокеанского антициклона также к северу и западу и распространению области повышенного давления на всю акваторию Северного Тихого океана и Берингово и Охотское моря. Центр северотихоокеанского антициклона в мае и июне располагается ближе к американскому континенту, а в июле занимает крайнее северо-западное положение, располагаясь у берегов Азии.

Переходные зоны между центрами действия атмосферы

Между азиатским максимумом и алеутской депрессией зимой и между азиатской депрессией и северотихоокеанским антициклоном летом формируется зона значительных барических градиентов давления. Эта зона, располагаясь широким поясом над северо-восточной акваторией Японского моря, а также вдоль северного и западного побережий Охотского моря (примерно между 120-150°в.д.), разделяет сферы влияния центров действия атмосферы на дальневосточные моря.

Переходная зона ярко выражена и зимой и летом, но зимние циркуляционные и термические условия Азиатско-Тихоокеанского региона благоприятствуют увеличению ее активности, по сравнению с летним периодом. Барические градиенты над Японским морем увеличиваются в среднем от 2-2.5 гПа/10°долготы летом до 6-8 гПа/10°долготы зимой.

Оценка векового хода характеристик центров действия атмосферы

Интенсивность центров действия атмосферы отличается волнообразным ходом, что особенно ярко проявляется в месяцы их наибольшей активности.

Для характеристики постепенного изменения метеорологических величин за длительный период используется понятие векового хода или тренда, под которым понимают постепенное изменение случайной переменной величины в течение рассматриваемого времени, полученное путём исключения короткопериодных изменений (*С.П. Хромов и Л.И. Мамонтова, Метеорологический словарь, 1974*).

На фоне монотонного векового повышения или понижения давления в ЦДА отмечаются периоды пониженной активности, которые сменяются более или менее

длительными (порядка нескольких десятилетий) периодами повышенных значений давления (*рис. 12.17 и 12.18*).

Зимние центры действия атмосферы, располагаясь практически на одной широте, ближе друг к другу, имеют более значительные различия давления, чем летние. Разности давления между зимними центрами действия атмосферы превышают летние разности более чем в 1.5 раза. Макромасштабный градиент давления как разность давления в сопряженных центрах действия атмосферы, отнесенная к расстоянию между ними, характеризующий напряженность барического поля, летом составляет в среднем 2.2 гПа на 10 градусов долготы, зимой – 5.6 гПа на10 градусов долготы и отличается волнообразным ходом.

Временной ход зимнего макромасштабного барического градиента (*как разности давления в центрах азиатского антициклона и алеутской депрессии к расстоянию между ними*) показывает значимую тенденцию уменьшения градиента (-1.5 гПа/10° долготы за 10 лет), относящуюся к фазе спада в волнообразном ходе изменения давления в конце 20-го столетия (*рис. 12.19*).

Временной ход летнего макромасштабного барического градиента *(как разности давления в центрах северотихоокеанского антициклона и азиатской депрессии депрессии к расстоянию между ними*) показывает значимый положительный вековой тренд (0.04 гПа/10° долготы за 10 лет, *рис. 12.20*). Кроме того, для последних десятилетий прошлого столетия была характерна нисходящая фаза волны.

Характерно, что период 30-40 годов (отмеченный как тёплый период на северном полушарии) также отличается уменьшением летнего макромасштабного барического градиента, правда, на фоне больших значений градиента, чем это имеет место сейчас (но последний период, кстати, имеет большую длительность – с началом в середине 60-х годов).

Проследить характер изменения зимнего макромасштабного барического градиента в 30-40 годы можно только ориентировочно, поскольку часть данных отсутствует, но тенденция уменьшения градиента также отмечалась.

Данная тенденция изменений барических показателей в последние 20 лет не является каким-то климатическим катаклизмом, поскольку является частью одного из колебаний, которые имели место и в прошлом.

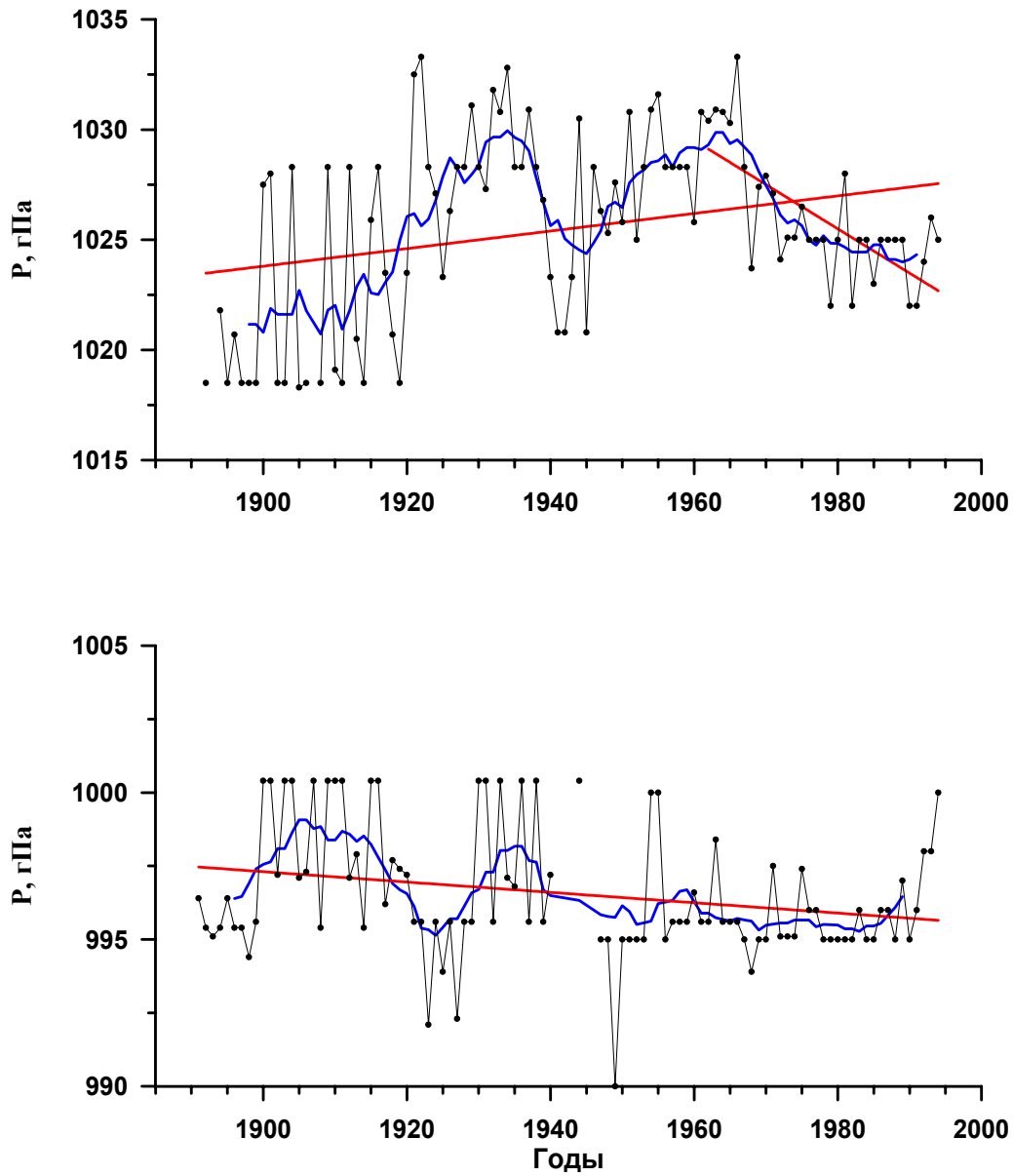


Рис. 12.17. Временной ход атмосферного давления
в центрах северотихоокеанского антициклона (вверху) и азиатской депрессии
в июле со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

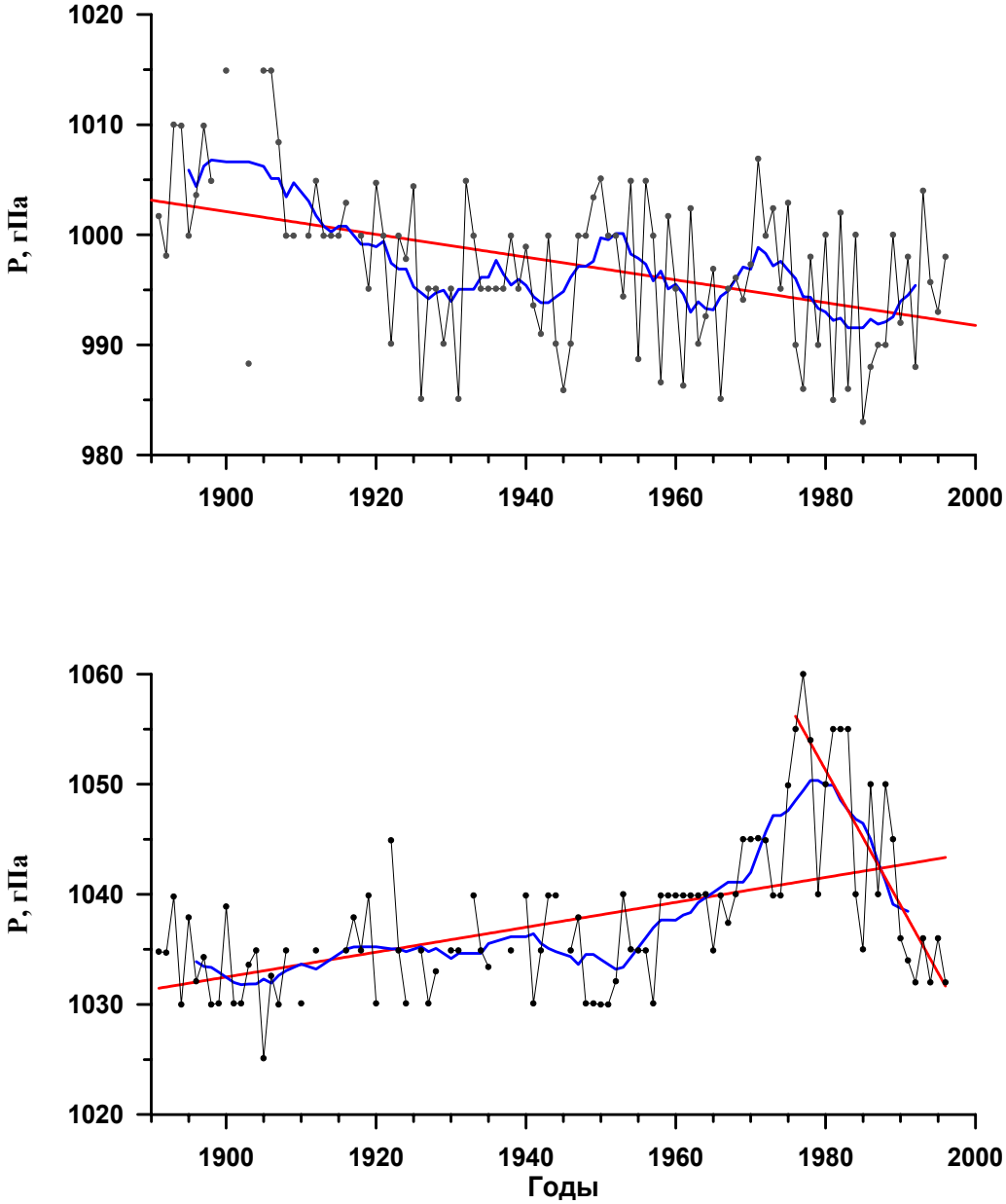


Рис. 12.18. Временной ход атмосферного давления
в центрах алеутской депрессии (вверху) и азиатского антициклона в январе
со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

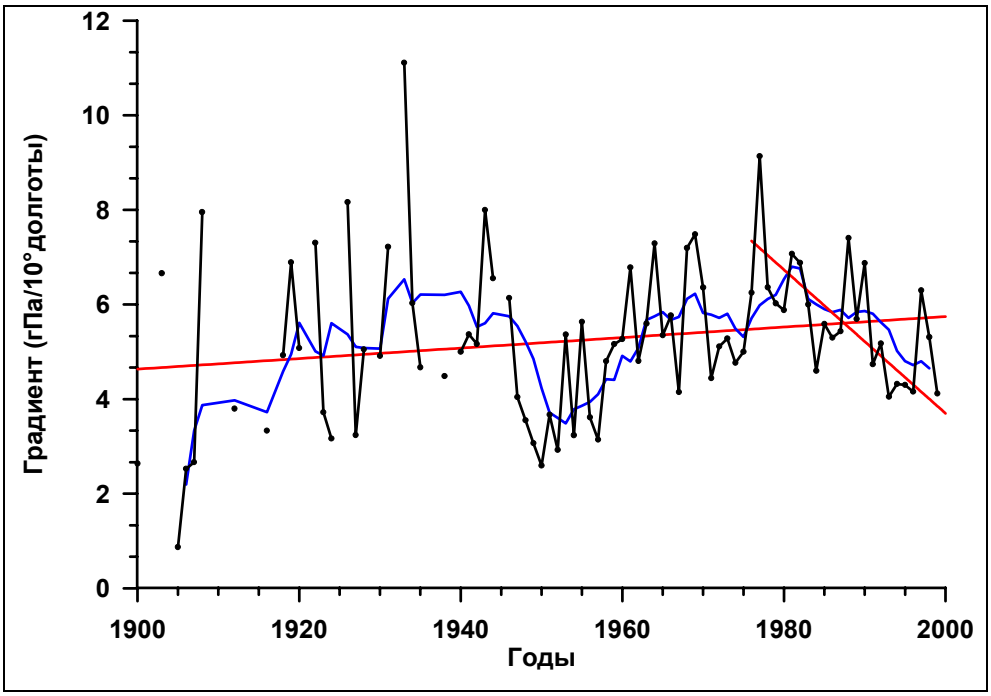


Рис. 12.19. Временной ход зимнего макромасштабного градиента давления (январь) со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

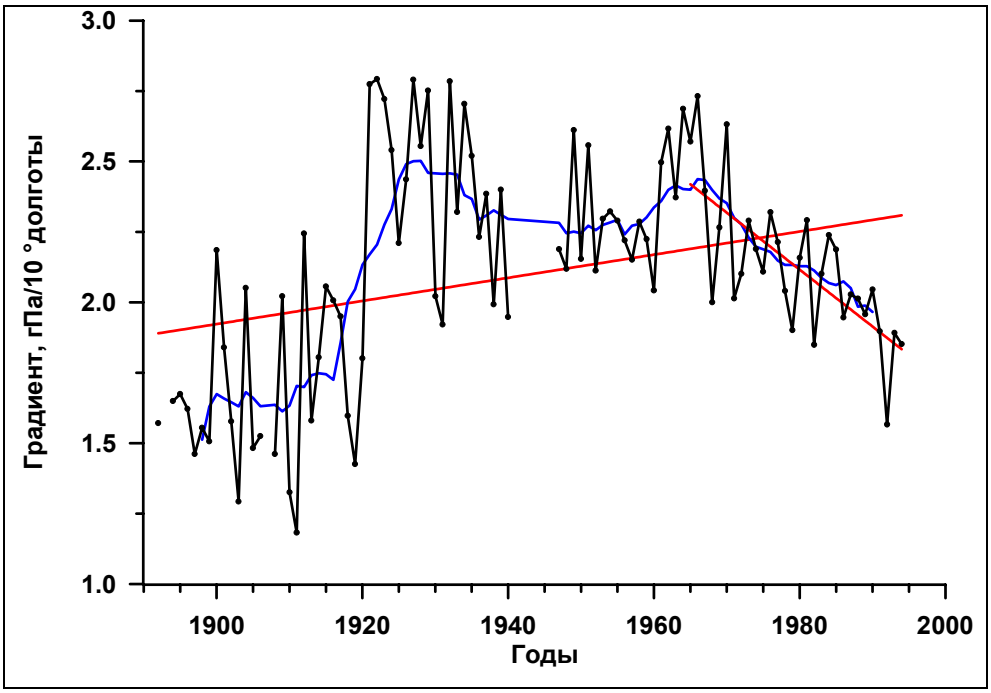


Рис. 12.20. Временной ход летнего макромасштабного градиента давления (июль) со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

12.7.4. Летние синоптические процессы над Охотским морем

Термические условия летнего сезона над тихоокеанской поверхностью способствуют смещению зоны субтропического пояса повышенного давления к северу, и вместе с ней и центра северотихоокеанского антициклона (на 6-7 ° широты) и распространению гребня от него на дальневосточные моря, в частности, на Охотское (охотоморский гребень).

Это начинает проявляться уже с мая, иногда только – с июня, реже – с конца апреля, хотя в апреле над дальневосточными морями наиболее представительной ещё является циклоническая циркуляция.

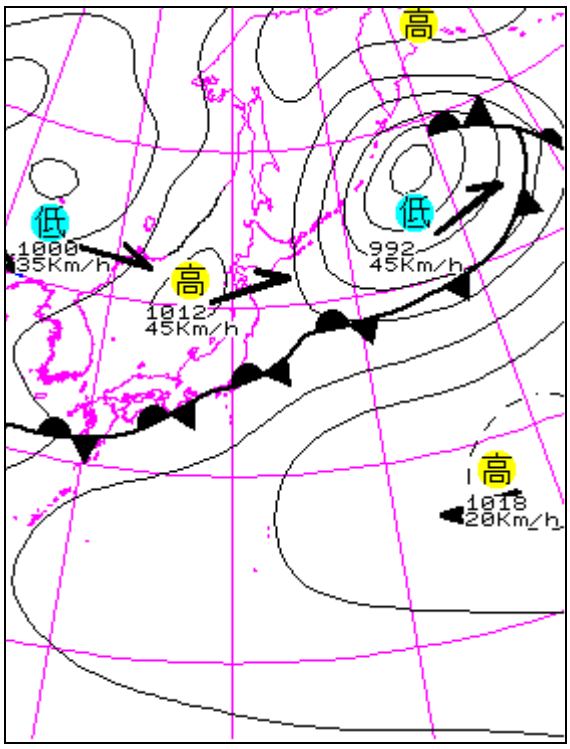
При благоприятных термодинамических условиях тропосферы над Охотским морем на северо-западной периферии северотихоокеанского антициклона в массах морского полярного воздуха оформляется самостоятельный антициклон (*рис. 12.21*) который является холодным барическим образованием и имеет небольшую вертикальную протяженность.

Мнения исследователей о причинах формирования поля высокого давления над Охотским морем, в том числе, антициклона, существенно различаются. Ещё в начале века в связи с изучением сезона “сливовых” дождей (сезон Бай-У) над Северной Японией отмечалось (Okada, 1910), что холодная поверхность Охотского моря в летний период является фактором, благоприятствующим установлению здесь поля повышенного давления.

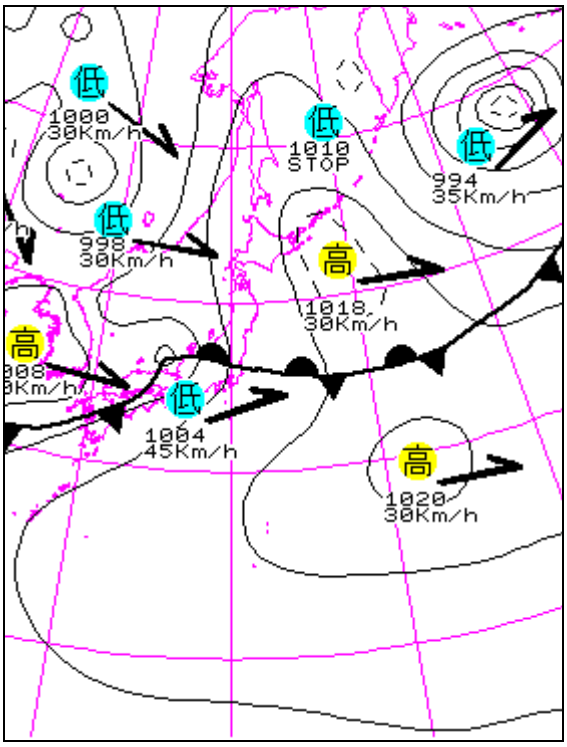
Это позже было рассмотрено в работах Yagi (1969), Okawa (1973), здесь отмечалась роль холодной подстилающей поверхности уже как вторичного фактора. В работе А.К. Леонова (1960) подчеркивается влияние циклонической деятельности над материком.

О.К. Ильинский, который изучал летние синоптические условия над Охотским морем за период 1948-1957 гг., рассматривал охотский антициклон как самостоятельный “синоптический центр действия атмосферы, играющий значительную роль в системе летней циркуляции атмосферы над Восточной Азией”.

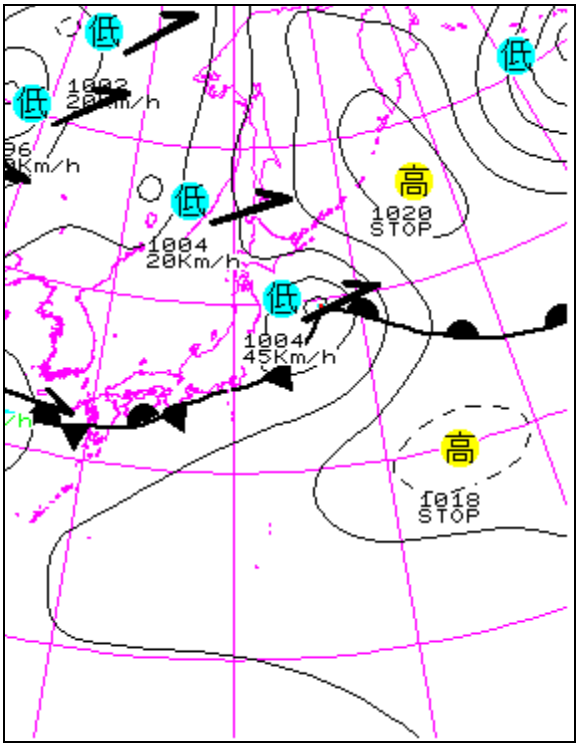
Автор отметил роль сезонного температурного контраста между азиатским материком и Тихим океаном и указал, что поле высокого давления над Охотским морем имеет преимущественно арктическое происхождение (судя по приводимым в работах картах.



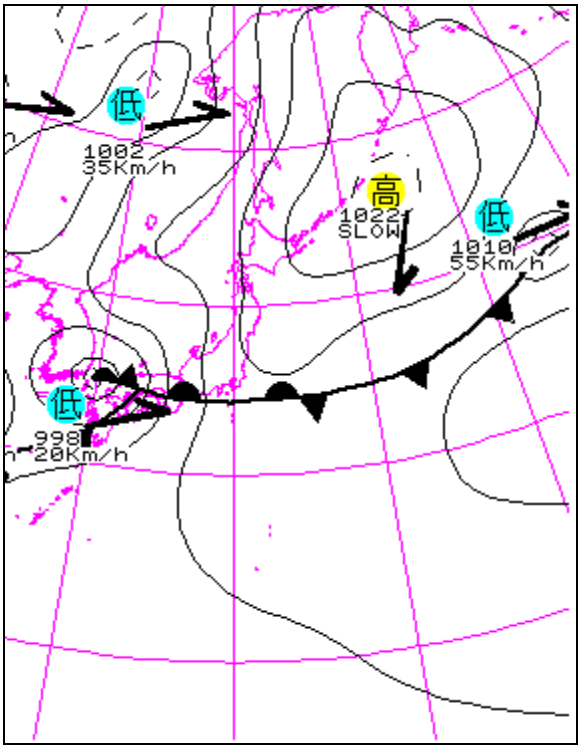
26.06.99



27.06.99



28.06.99



29.06.99

Рис. 12.21. Синоптическая ситуация с развитием антициклона над Охотским морем

К сожалению, очевидно отсутствие материала не позволило автору провести анализ барического поля восточнее Курильских островов и Камчатки. Но, в то же время, им замечено, что летом арктический воздух при выходе на Охотское море, не вызывает похолодания, так как преобладающий здесь морской воздух значительно холоднее арктического, прогревающегося при прохождении над материком.

По данным В.Э. Горшкова (1959), наибольшая повторяемость антициклонического поля над Охотским морем относится к июню и составляет около 50 % (по О.К. Ильинскому – более 60 %), поэтому, по мнению автора, сам охотоморский антициклогенез и его роль как центра действия атмосферы остаются проблематичными.

Тем не менее, практика показывает, что антициклоническая деятельность над дальневосточными морями является одной из причин аномалий погоды над большей частью прилегающей территории. В начале лета, особенно в конце мая и июне, при распространении северотихоокеанского гребня на Охотское и Японское моря по его периферии на побережье осуществляется вынос морских воздушных масс, сопровождаемый южными или юго-восточными ветрами, достигающими порой 15-20 м/с, относительно низким фоном температуры воздуха, а также моросью, дождем или туманами. Ухудшения погоды также могут вызываться процессами углубления континентальных циклонов, выходу которых на восток препятствует поле высокого давления над дальневосточными морями.

Можно отметить, в частности, что в годы с активным антициклогенезом над Охотским морем фон температуры воздуха в Приморском крае, на Сахалине, западном побережье Камчатки чаще всего ниже нормы, осадки в Приморском крае ниже нормы, а на Сахалине и Камчатке – выше нормы.

В целом за период с мая по июль (т.е. за период наиболее активного антициклогенеза и воздействия на погоду дальневосточных районов) ситуации с полем повышенного давления над Охотским морем повторяются от 27 до 60 дней, а в среднем примерно в половине всех случаев (47 %) с увеличением от мая (около 39 %) к июню-июлю до 50 %. При этом гребень отмечается практически в два раза чаще, чем антициклон над морем. От года к году средняя картина распределения поля повышенного давления над Охотским морем может существенно нарушаться. Так в мае может быть от 3 до 24 дней с антициклонической кривизной изобар, в июне-июле – от 6 до 26 дней, на ситуации с гребнем или с антициклоном приходится от 1 до 18-19 дней за месяц, причем, в мае антициклон над морем в отдельные годы может отсутствовать.

Периоды с непрерывной продолжительностью того или иного типа барического поля изменяются в широких пределах – от 1 суток (что чаще отмечается для антициклонического типа) до 20 суток и более, относящихся в основном к маю. Говорить о средней непрерывной продолжительности не имеет большого смысла, а наибольшая непрерывная продолжительность относится к периоду до 3 суток.

Поскольку на климатических картах за летние месяцы поле давления над Охотским морем прослеживается в виде гребня от северотихоокеанского антициклона, непрерывная продолжительность антициклонического поля 4-8 дней и более за месяц в среднем составляет около 27 % (с увеличением в июне до 32 %), из них примерно в половине случаев приходится на центр над морем (44 %), по классификации Н.А. Булинской (1963) охотоморский антициклон может быть отнесен к сезонным центрам действия атмосферы второго порядка.

Как показывает анализ карт погоды, поле высокого давления над Охотским морем может создаваться под влиянием комплекса взаимосвязанных факторов, основными из которых можно считать, воздействие северотихоокеанского и арктического антициклонов, поскольку Охотское море, является удобным коридором для прохождения ядер высокого давления из Арктики в субтропические широты. В начале тёплого периода некоторую роль играют западные антициклоны, выходящие на Охотское море с азиатского континента.

Нельзя не отметить существенного влияния, принадлежащего полярному фронту, располагающемуся к северу от центра северотихоокеанского антициклона на границе между морской полярной и морской тропической воздушными массами на общем фоне повышенного давления. В случае активизации полярного фронта и развития циклонической деятельности, обеспечивается дополнительная адвекция тепла в тыловую часть гребня над Охотским морем, адвекция холода в его переднюю часть и оформление здесь замкнутой антициклонической циркуляции.

Некоторую роль играют термические (местные) антициклоны, развивающиеся внутри одной воздушной массы и локально связанные с Охотским морем. Причем, холодная подстилающая поверхность Охотского моря благоприятствует усилению и стабилизации антициклонического поля в данном районе.

На наш взгляд, необходимо отделить процессы прохождения антициклонов через Охотское море и собственно антициклогенеза, который является причиной усиления как существующей здесь антициклонической циркуляции (например, в результате

распространения гребня северотихоокеанского антициклона на дальневосточные моря), так и возникновения над Охотским морем антициклона.

Механизм формирования и усиления охотского гребня или антициклона был рассмотрен в работах Sutcliff (1947) и подтвержден позже результатами численного моделирования А. Катаямы, А. Аракавы, Ю. Минца (1971 г.), которые обсуждаются в работе Asakura (1972). Процессы прогрева азиатского материка в начале лета приводят к формированию в тропосфере над Восточной Сибирью гребня. Над Беринговым морем, которое ещё остается холодным, располагается ложбина.

Таким образом, главным фактором антициклогенеза над Охотским морем являются циркуляционные особенности тропосферы, которые создаются в результате взаимодействия гребня над Восточной Сибирью и ложбиной над холодным Беринговым морем.

Охотское море оказывается под областью сходимости потоков в тыловой части высотной барической ложбины или передней части гребня, где создаются значительные градиенты геопотенциала при увеличении циклонической кривизны по потоку.

Данная геометрическая структура изогипс обусловливает локальное увеличение давления, пропорциональное градиенту геопотенциала и изменению кривизны изогипс вдоль потока. Это стимулирует формирование или активизацию низкого антициклона или гребня над Охотским морем, обусловливающих прохладную и сырую погоду над северной частью Японского моря и его побережьем.

На летних картах поля средней температуры над Беринговым морем располагается источник холода, что при рассмотренных выше благоприятных циркуляционных условиях также способствует антициклогенезу. Поскольку величина изменения циркуляции пропорциональна горизонтальному градиенту температуры, важным является формирование над Северо-Восточной Азией обширного гребня от очага тепла над Тибетским Плато.

При выяснении роли очагов холода над Беринговым морем и тепла над Тибетским плато, между которыми располагается Охотское море, в модельных расчётах, на которые ссылается в своей работе Asakura (1972), оказалось, что при отсутствии очага тепла блокирующие циркуляционные структуры над Охотским морем не создаются, а роль источника холода над Беринговым морем усиливается в сочетании с источником тепла над континентом.

Дополнительным (вторичным) фактором антициклогенеза, что отмечается, в частности, в исследованиях Wexler (1951), Takahashi K. (1968), Yagi (1969), Okawa (1973) и др., рост давления в приземном воздухе над холодной поверхностью моря.

Анализ характеристик погоды в июне над Приморским краем России, Сахалином и Корейским полуостровом, проведенный на материале гидрометеорологических станций за период 1949-1990 гг. показал, что в большой степени распределение полей температуры воздуха зависит от циркуляционных особенностей и теплового состояния Охотского моря.

Коэффициенты корреляции между давлением воздуха над Охотским морем и средней месячной температурой воздуха для Владивостока (*рис. 12.22*) составляют около -0.7, для других станций приморского побережья – около -0.5...-0.7, побережья Кореи – -0.5, станций Сахалина – 0.4.

Коэффициенты линейной корреляции между атмосферным давлением над Охотским морем и суммами осадков на станциях приморского побережья составляют 0.4-0.5. Для станций Сахалина связь является обратной (r>=-0.4...-0.6), и при активизации процессов антициклогенеза над Охотским морем количество осадков понижается.

Эти расчёты существенно дополняют качественные наблюдения о влиянии на погодные условия побережья Японского моря условий циркуляции над Охотским морем.

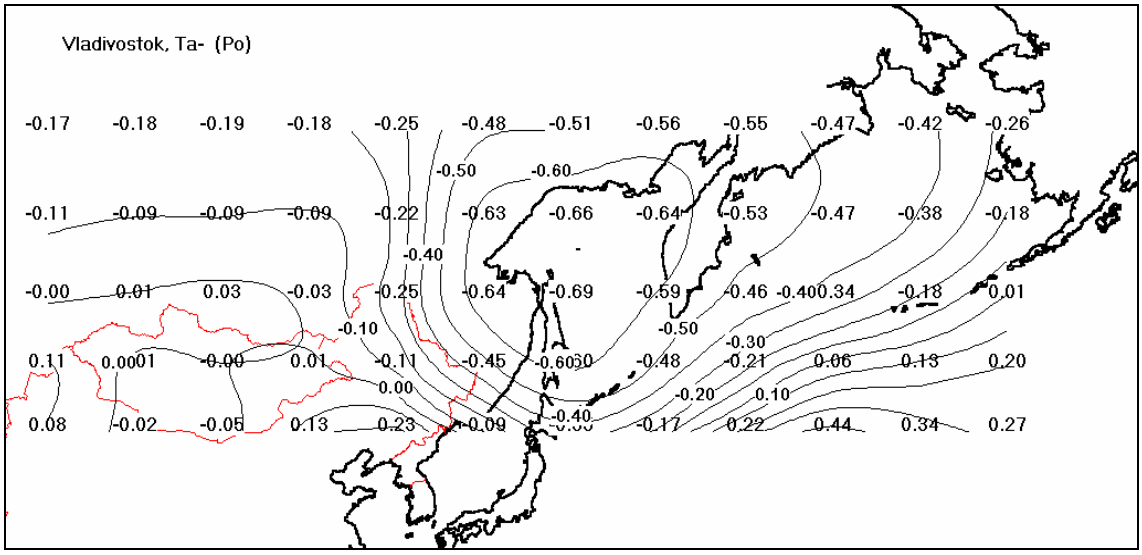


Рис. 12.22. Корреляционное поле между средней месячной температурой воздуха во Владивостоке и давлением в июне

При выносе воздушных масс непосредственно с Охотского моря (охотоморский вынос) срочная температура воздуха во Владивостоке, например, может понижаться до

5°С, а средняя суточная – до 9-10°С при многолетней средней суточной температуре воздуха в июне 12.8°С.

Таким образом, роль летнего антициклонического поля над дальневосточными морями и Тихим океаном и, в частности, антициклогенеза над Охотским морем, как показателей погоды и климата прилегающих районов Дальнего Востока, несомненна и неоднозначна. Его формирование определяется атмосферными процессами, происходящими не только в умеренной зоне северного полушария, но и их взаимодействием с океаном и атмосферными процессами тропической и арктической зон.

12.8. Погода в циклонах на разных стадиях развития

В каждой стадии развития циклон имеет своеобразную трехмерную структуру, и каждая стадия отличается особенностями погоды.

Обычно с прохождением циклона связывают ненастную погоду с дождями и сильными ветрами. Но циклон состоит из нескольких разнородных воздушных масс, различающихся по характеристикам погоды. В циклоне может быть и ненастная и солнечная погода – в зависимости от свойств воздушных масс в передней и тыловой его частях.

Дожди, связанные с циклоническими системами, в тёплый период орошают Землю, а зимой снежный покров защищает посевы от вымерзания. С другой стороны, циклоны являются причиной возникновения опасных явлений погоды, которые приносят большие бедствия. Например, штормовые волны, возникающие в результате сильных ветров, опасны для морских судов, разрушают портовые сооружения.

Сильные ветры приводят к потере скорости, ограничению комфортности условий обитания моряков и рыбаков, создают определённую угрозу безопасности судна и затрудняют проведение производственных операций. Специфическую опасность для проведения морских операций представляет обледенение, вероятность и интенсивность которого увеличивают сильные и штормовые ветры, высокие волны.

Обильные осадки, выпадающие в период созревания зерновых или во время уборки урожая, наносят вред сельскому хозяйству, снежные заносы нарушают нормальную работу всех видов транспорта.

В процессе классического развития циклон из низкого асимметричного барического образования обычно превращается в высокий малоподвижный вихрь с квазивертикальной осью. Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких

часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития циклона.

Возникновение волны на квазистационарном фронте (либо на фронте, не имеющем строгой стационарности) сопровождается деформацией термобарического поля тропосферы. Тёплый воздух получает тенденцию движения в сторону холодного, давление у вершины волны начинает понижаться, что способствует развитию здесь циклонической циркуляции.

В тылу волны появляется составляющая ветра, направленная от холодного воздуха к тёплому – этот участок волны становится холодным. Впереди волны формируется термический гребень, в тылу – термическая ложбина. У поверхности Земли появляются замкнутые изобары.

Перестройка термобарического поля сопровождается изменением вертикальных составляющих движений воздуха и, соответственно, преобразованием фронтальной облачной волны. Впереди волны в результате восходящего скольжения тёплого воздуха формируются мощные слоистые облака Ns-As-Cs.

Если первоначально вдоль главного фронта наблюдалась полоса осадков, связанная с конвергенцией трения или с тем, что фронт не имел строгой стационарности, а был, например, холодным на всем протяжении, то при развитии волны облачная полоса становится шире, осадки активизируются, принимая обложной характер.

В тылу волны в результате динамической и термической конвекции формируется кучевообразная облачность.

По мере развития циклона деформация фронтальной облачной полосы увеличивается и циклон переходит в следующие стадии – молодого циклона и максимального развития.

Процесс окклюдирования приводит к вытеснению тёплого воздуха, сокращению площади тёплого сектора с постепенным его исчезновением. Облачные полосы основных тёплого и холодного фронтов смыкаются с образованием единой облачной спирали фронта окклюзии.

12.8.1. Погода в передней части молодого циклона

На ранних стадиях циклона можно условно выделить три зоны, различающиеся по своим погодным характеристикам

1. Передняя часть циклона,

2. Тёплый сектор циклона,
3. Тыловая часть циклона.

Погодные характеристики в разных частях циклона на ранних стадиях развития представлены на рис. 12.23.

Погода в передней части циклона (перед тёплым фронтом) формируется под воздействием тёплого фронта, который является условной тыловой границей данной зоны.

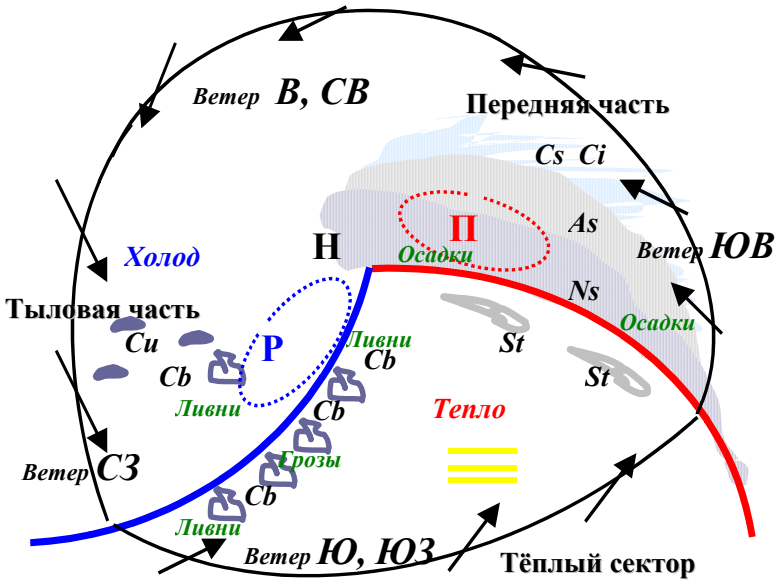


Рис. 12.23. Погода в различных частях циклона на начальных стадиях развития

При надвижении типичной облачной системы тёплого фронта (облака восходящего скольжения), которая имеет горизонтальное распространение на тысячи километров, на расстоянии 900-1000 км от линии приземного тёплого фронта наблюдатель фиксирует облачную полосу тонких прозрачных перистых облаков (*Ci*) вместе с перисто-слоистыми.

Перистые облака характерны для переднего края облачной системы тёплого фронта. Эти облака находятся на высотах 6-8 км. Перистые облака хорошо просвечивают Солнце, Луну, звезды. Имеют вид параллельных нитей, крючкообразно загнутых вверх (*Ci uncinus*). Эти облака состоят из ледяных кристаллов.

Перисто-слоистые облака представляют прозрачную белую однородную пелену, закрывающую все небо, и часто дают явления гало около Солнца или Луны.

С приближением тёплого фронта на расстоянии около 600 км от него перистые и перисто-слоистые облака сменяются высоко-слоистыми просвечивающими (*As trans.*) и высоко-слоистыми плотными (*As op.*).

Высоко-слоистые просвечивающие облака имеют вид сероватой или синеватой однородной облачной пелены, иногда несколько волокнистого вида, постепенно обволакивающей все небо. Солнце и Луна просвечивают сквозь облачный слой как сквозь матовое стекло. Высоко-слоистые плотные – однородный серый покров, часто неоднородной плотности. Солнце и Луна не просвечивают.

Эти облака в умеренных широтах наблюдаются на высотах 2-7 км. Их вертикальная мощность достигает нескольких километров. Облачная полоса имеет ширину около 300 км. Состоят из смеси переохлажденных капель и кристаллов и дают осадки в виде полос падения, которые зимой могут достигать земной поверхности. Летом осадки из As не достигают поверхности Земли, испаряясь при движении через тёплые слои воздуха под облаками (псевдоморосящие осадки). Зимой осадки из высоко-слоистых облаков могут достигать поверхности Земли.

Под высоко-слоистыми облаками располагаются плотные слоисто-дождевые облака (*Ns*), вплотную прилегающие к тёплому фронту. *Ns* напоминают по внешнему виду *As*, но более темного цвета.

Вблизи центра циклона, где наблюдается наибольшая толщина облаков, система облаков *As-Ns* имеет ширину около 500-600 км.

Обычно слоисто-дождевые облака закрывают все небо без просветов. Зона слоисто-дождевых облаков распространяется в ширину на 300 км. Из них выпадают обложные осадки.

Основная часть слоисто-дождевых облаков в умеренных широтах лежит между 2 и 7 км, однако, основание их часто находится ниже 2 км, а верхняя граница может достигать 8 км.

Одни слоисто-дождевые облака наблюдаются редко – обычно под ними образуются разорванные дождевые облака (*Fr nb.* – термин *Fr nb*. относится к разорванно-кучевым или разорванно-слоистым облакам, если они наблюдаются под слоем слоисто-дождевых облаков, из которых выпадают осадки).

Если в пограничном слое профиль тёплого фронта пологий, то основная система облаков и зона обложных осадков может быть смещена вперед от линии фронта.

Летом в дневные часы восходящие движения вблизи линии тёплого фронта иногда приобретают характер конвективных и в предфронтальной облачности могут наблюдаться конвективные облака, осадки переходят в ливневые, нередко сопровождающиеся грозами.

В передней части циклона отмечается падение давления, все усиливающееся по мере приближения тёплого фронта. Наибольшее падение давления отмечается перед тёплым фронтом

Ветер в передней части циклона, движущегося в целом с запада на восток, имеет преимущественно юго-восточное направление.

При скорости тёплого фронта около 30 км/ч продолжительность прохождения системы облаков тёплого фронта через пункт составляет в среднем около суток, в том числе, зоны обложных осадков – около 10 ч.

12.8.2. Погода в тёплом секторе молодого циклона

Погода в тёплом секторе циклона отличается прекращением обложных осадков из слоисто-дождевых облаков, повышением температуры воздуха, поворотом ветра от юго-восточного к юго-западному направлению (*см. рис. 12.23*). После прохождения фронта наблюдается значительное ослабление падения давления, которое заканчивается его ростом за холодным фронтом, являющимся тыловой границей тёплого сектора.

Наибольшая адвекция тепла в средней тропосфере наблюдается перед линией теплого фронта. Распределение воздушных течений в циклоне обусловливает здесь асимметричное распределение температуры воздуха как в значительной толще тропосферы, так и у поверхности Земли.

Летом при значительной облачности в тёплом секторе температура воздуха может существенно не отличаться от температуры воздуха перед тёплым фронтом. Иногда в тёплом секторе могут наблюдаться более низкие температуры воздуха, чем в воздушной массе перед тёплым фронтом (маскировка тёплого фронта).

Воздушная масса тёплого сектора является преимущественно влажной и устойчивой. Здесь могут возникать облака динамической конвекции – слоистые и слоисто-кучевые (*St, Sc*). Слоистые туманообразные (*St neb.*) облака могут располагаться так низко, что закрывают верхние части высоких наземных предметов и сходны с туманом. Нередко в тёплом секторе наблюдаются адвективные туманы, сопровождающиеся сильным ветром.

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 тёплом секторе обычно не наблюдается, из слоистых облаков, являющихся капельно-жидкими, могут выпадать моросящие осадки, а из слоисто-кучевых зимой – слабый снег.

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.

Когда тёплый фронт располагается в резко выраженной ложбине и перемещается медленно, восходящие движения могут захватывать и зафронтальную область (тёплый сектор циклона). В этом случае система облаков восходящего скольжения *As-Ns* располагается по обе стороны тёплого фронта, причём, за фронтом облачная система значительно расслоена и либо не дает осадков, либо осадки слабые, часто имеющие характер мороси.

Летом в тёплом секторе циклона над сушей воздушная масса может быть неустойчивой либо с малооблачной погодой, либо с кучевой, иногда кучево-дождевой облачностью, с ливневыми осадками, часто с грозами, в том числе, ночными, радиационными туманами (преимущественно после выпадения дождя и ночного прояснения).

В тыловой части тёплого сектора на расстоянии около 200 км от холодного фронта 2-го рода появляются перисто-кучевые облака (*Cc*), иногда чечевицеобразные (*Cc lent*.), ниже которых располагаются высоко-слоистые чечевицеобразные (*Ac lent*.), переходящие постепенно в слоисто-кучевые (*Sc*). Перед холодным фронтом, параллельно ему, располагается массив кучево-дождевых облаков – плотных и мощных облаков со значительным вертикальным развитием в форме гор и башен. Верхняя часть *Cb* может быть довольно гладкой (*Cb calvus* – лысые), но нередко имеет форму наковальни (*Cb incus*), шапки (*Cb pileus*) или вуали (*Cb capillatus*, *Cb velum*).

Кучево-дождевые облака состоят из капелек воды (при низких температурах воздуха – переохлажденных), а в верхних частях – из ледяных кристаллов. Основания облаков лежат обычно ниже 2 км, вершины могут простираться до высот верхней тропосферы. Таким образом, их мощность может *изменяться от 3 до 10 км.*

Основные осадки будут выпадать из полосы *Cb* перед холодным фронтом, имеющей ширину около 70 км. Осадки из *Cb* имеют ливневый характер с грозовыми

явлениями, градом. При большой сухости тёплого воздуха холодный фронт может проходить, не давая осадков.

Для фронтальных гроз особенно характерны шквалы (резкое усиление ветра до 20-30 м/с и более). При большом влагосодержании и значительной неустойчивости атмосферы из мощного грозового облака, нижнее основание которого принимает форму опрокинутой воронки, по направлению к поверхности Земли или моря вытягивается гигантский темный хобот с вихревым движением воздуха.

Если вихрь образуется над морем его называют смерчем, над сушей – тромбом. Навстречу ему приподнимается широкая воронка из пыли (на суше) или воды (на море).

В открытую чашу воронки хобот как бы погружает свой конец (с подъёмом воздуха по спирали). Образуется сплошной столб, перемещающийся с большой скоростью (до 100 и более км/ч). Скорости ветра в смерче достигают 50-100 м/с при сильной восходящей составляющей.

Из грозового облака может опуститься несколько смерчевых воронок. При этом происходит втягивание в систему вихря всего, что встречается на его пути, затем эти предметы выпадают из облака, иногда на значительном расстоянии от места всасывания. Время его существования – от нескольких минут до нескольких часов.

Разность давления между центром вихря и его периферией иногда достигает 150-200 гПа. При такой разности давления происходят катастрофические разрушения, ветер может поднять вверх людей, скот, автомобили, крыши домов, мосты.

12.8.3. Погода в тыловой части молодого циклона

Погода в тыловой части циклона (за холодным фронтом) типична для неустойчивой холодной воздушной массы. Здесь отмечаются кучевая, кучево-дождевая облачность, ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся, иногда днем грозы, шквалы, ночью над материками наблюдаются радиационные туманы. Суточный ход метеорологических элементов особенно велик.

После прохождения холодного фронта отмечаются резкий поворот ветра от южного, юго-западного к северо-западному, увеличение скорости ветра, рост давления, понижение температуры воздуха (холодный воздух при ясной погоде летом быстро прогревается).

Область наибольшего роста давления отмечается непосредственно за холодным фронтом.

Обычно с прохождением холодного фронта осадки прекращаются. Но в случае холодного фронта 1-го рода система облаков, расположенная за фронтом (As-Ns) продолжает давать осадки обложного характера.

Если холодный воздух сухой и в нем интенсивно развиты нисходящие движения, то наблюдается безоблачная погода.

12.8.4. Погода в окклюдированном циклоне

На стадии окклюдирования циклона по условиям погоды выделяют 3 зоны:

1. Передняя часть циклона;
2. Вторичный тёплый сектор циклона, границами которого служат фронт окклюзии и вторичный холодный фронт;
3. Тыловая часть циклона – за вторичным холодным фронтом.

Вторая половина жизни циклона характеризуется уменьшением его поступательной скорости, значительным преобразованием термобарического поля тропосферы – циклон становится высоким, термически симметричным (холодным) барическим образованием.

В случае окклюдированного циклона погода различается в зависимости от характеристик воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии.

В случае тёплого фронта окклюзии перед ним воздушная масса будет холоднее, чем после прохождения фронта. С тёплыми фронтами окклюзии связаны метели, гололеды.

В случае холодного фронта окклюзии, наоборот, тыловая масса будет холоднее. На холодных фронтах окклюзии нередко наблюдаются грозы, часты туманы, особенно при кратковременных ночных прояснениях в зоне фронта.

На фронте окклюзии имеет место сочетание облачных систем холодного и тёплого фронтов – образуется общая полоса осадков из слоистых облаков восходящего скольжения (As-Ns) и конвективных кучево-дождевых облаков (Cb), которые будут выпадать как перед линией фронта, так и позади него.

В стадии окклюдирования циклона у поверхности Земли в барических ложбинах за холодным основным фронтом, где имеет место сходимость ветра, иногда образуются вторичные холодные фронты (обычно не более 2-х) – фронты внутри горизонтально неоднородной холодной воздушной массы, за которым вторгается более холодная порция

этой же массы. Вторичные фронты имеют систему облаков, сходную с облачностью системы облаков холодного фронта 2-го рода, но вертикальная протяженность облаков меньше, чем у основных.

По сравнению с тёплым сектором молодого циклона во вторичном тёплом секторе после кратковременного прояснения, наступающего вслед за прохождением фронта окклюзии, в тылу циклона появляются конвективные облака, связанные со вторичными фронтами, с ливневыми осадками, грозами, шквалами и метелями.

Причём, ливневые осадки наблюдаются даже в холодное полугодие, поскольку относительно тёплая воздушная масса, расположенная за фронтом окклюзии, обладает значительной неустойчивостью и в верхней тропосфере уже является холодной.

Иногда при наличии на периферии циклона остатков основного тёплого сектора, ещё выделяют – настоящий тёплый сектор.

При дальнейшем заполнении циклона вместо единой облачной полосы фронта окклюзии появляются разрозненные облачные элементы, состоящие преимущественно из кучевых облаков.

Постепенно поля давления и ветра выравниваются, циклон полностью заполняется, но вихревая структура облаков на месте бывшего циклона ещё может сохраняться в течение 1-1.5 суток – т.е. значения влажности и температуры ещё продолжают отличаться от окружающих значений.

12.9. Погода в антициклонах

Антициклоны могут занимать огромные площади, сравнимые с размерами материков и океанов или их значительных частей. Зимние циркуляционные и термические условия благоприятствуют развитию антициклонов над материками, летние – над обширными океаническими поверхностями.

Обычно с антициклонами связывают спокойную ясную или малооблачную погоду – но это очень общее представление, поскольку условия погоды в антициклоне различаются в зависимости от происхождения и свойств воздушных масс собственно антициклона и соседних с ним, влагосодержания и температуры воздушных масс, особенностей подстилающей поверхности, рельефа местности, а также от стадии развития антициклонического возмущения, интенсивности нисходящих движений в его центральной части, времени года. Например, антициклоны в арктическом воздухе характеризуются преимущественно с ясной погодой, антициклоны с морским полярным

воздухом нередко имеют пасмурную погоду с моросящими осадками и адвективными туманами.

Ясная и солнечная погода без осадков со слабыми ветрами в антициклоне летом благоприятствует быстрому созреванию сельскохозяйственных культур, а осенью – сбору урожая. Однако продолжительное стационирование антициклонов весной и летом в одном районе сопровождается засухой: гибнут посевы, горят леса. Весной на периферии антициклона нередко возникают губительные для посевов суховейные ветры. Зимой в районах антициклонов при низких температурах воздуха и отсутствии снежного покрова вымерзают озимые. Встречаются антициклоны и со сплошной облачностью, туманами, осадками, свежими ветрами.

Температура тропосферы растет с возрастом антициклона, особенно при его стабилизации, что объясняется развитием нисходящих движений в антициклоне и динамическим нагреванием воздуха.

Вместе с ростом температуры тропосферы, при развитии внетропического антициклона происходит увеличение высоты тропопаузы (до 10-11 км) и понижение температуры стратосферы. В среднем температура воздуха в тропосфере в области антициклона выше, чем в области циклона, в стратосфере, наоборот, ниже. При этом тропопауза над антициклоном лежит выше, чем над циклоном (отметим, что в циклоне тропопауза лежит на высотах 8-9 км).

В субтропических антициклонах температура воздуха на всех высотах в тропосфере выше, чем в антициклонах умеренных широт. Это определяется, во-первых, тем, что воздух в субтропическом антициклоне является тропическим, хотя в нижней тропосфере периодически пополняется вторжениями быстро трансформирующегося полярного воздуха, во-вторых, при стабилизации антициклона воздух оседает и динамически прогревается. Тёплая тропосфера в антициклоне компенсируется холодной стратосферой, причём, тропопауза лежит на высотах 12-13 км.

Барические градиенты в центральных частях антициклонов небольшие, следовательно, ветры там слабые, но на периферии антициклона, особенно в передних частях, примыкающих к тыловым окраинам циклонов, могут наблюдаться сильные ветры. Ветер в приземном слое в антициклоне, как и в циклоне, направлен под углом к изобарам в сторону низкого давления. Следовательно, в антициклоне ветер направлен от центральной части к периферии.

Расходимость воздушных потоков в слое трения обусловливает конвергенцию ветра в более высоких слоях и развитие нисходящих движений. Нисходящие движения в

антициклоне удаляют воздух от состояния насыщения и обусловливают в антициклонических областях общее преобладание ясной погоды. Конденсация в антициклоне может быть вызвана преимущественно охлаждением воздуха от подстилающей поверхности или путем излучения, а также вследствие волновых процессов в атмосфере, поэтому она происходит в виде туманов, слоистых облаков и волнистых облаков под поверхностями инверсий. Летом, при отсутствии инверсий, в антициклонах могут наблюдаться конвективные облака.

Перемещение молодых антициклонов, как и циклонов, на ранних стадиях совпадает по направлению с основным (ведущим) потоком на высотах 3-5 км. Скорость перемещения пропорциональна ведущему потоку и уменьшается по мере развития антициклона. С переходом его в стадию разрушения антициклон становится высоким симметричным барическим образованием, длительно стационирующем в каком-либо районе.

12.9.1. Инверсии в антициклонах

Характерной особенностью в вертикальном распределении температуры воздуха в антициклонах является наличие инверсий. Здесь можно выделить радиационные инверсии – как результат выхолаживания нижних слоев воздуха от подстилающей поверхности, и инверсии оседания – как результат нисходящих движений воздуха и динамического его нагревания в антициклоне.

Радиационные инверсии образуются преимущественно в ясные тихие ночи, особенно зимой. С приземными инверсиями часто связаны весенние и осенние заморозки. Большое значение в образовании приземных инверсий имеет рельеф местности. Холодный воздух, стекая вниз по неровностям рельефа, скапливается в котловинах, на дне долин, у подножия гор. Поэтому в горных районах приземные инверсии могут быть особенно сильными и мощными, обусловливая неоднородное распределение туманов и заморозков.

При стабилизации внетропического антициклона оседание воздуха, связанное с нижней дивергенцией трения (а зимой и с охлаждением и уплотнением нижних слоев воздуха) может достигать величины 1 км за сутки. Между оседающим воздухом верхних слоев и холодным воздухом нижних инверсии оседания могут иметь значительную мощность. Холодный подвижный антициклон превращается в тёплый стационарный.

Таким образом, в устойчивых континентальных антициклонах к радиационным инверсиям присоединяются инверсии вышележащих слоев (инверсии оседания) –

приземная инверсия может без разрыва перейти в инверсию оседания и в целом составить несколько километров по вертикали.

Под инверсиями оседания, нередко покрывающими большие районы, скапливаются пыль, частицы дыма и другие атмосферные частицы, переносимые снизу. Слои инверсии поэтому называют задерживающими слоями атмосферы. Под инверсией образуется высокий туман, который наблюдается как слоистые облака (St). Снижаясь, туман может достичь поверхности Земли.

В горах при антициклонической погоде с инверсиями нередко у Земли пасмурно и холодно, на высотах, над инверсией – ясно и солнечно.

В слое инверсии поднимающийся воздух быстро выравнивает свою температуру со средою, и его подъёмная сила исчезает. Появление кучевых облаков часто исключается существованием инверсий, либо малыми температурными градиентами. Поэтому конвекция над сушей в хорошо развитых антициклонах, содержащих инверсии оседания, развивается редко.

Если инверсия лежит выше уровня конденсации, то уже начавшие возникать облака мало развиваются по вертикали. Однако при большой мощности и скорости восходящих движений воздуха они могут пробиться сквозь слой инверсии. Ночные приземные инверсии, придающие особую устойчивость нижнему слою атмосферы, вообще исключает возможность даже возникновения конвекции до тех пор, пока с восходом Солнца прогрев воздуха не приведёт к разрушению инверсии.

12.9.2. Фронты в антициклоне

В дивергентном барическом поле фронты существовать не могут. Не бывает фронтов, располагающихся вдоль осей барических гребней, в центральных частях антициклонов.

Кроме того, центр антициклона у поверхности Земли лежит в холодном воздухе. В более высоких слоях атмосферы антициклон состоит из двух воздушных масс: здесь распределение температуры воздуха, как и в циклоне, асимметрично, но в отличие от циклона, передняя часть антициклона – холодная, тыловая – тёплая.

Значительные контрасты температуры на высотах не является обязательным признаком существования фронта у земной поверхности. Например, под высотной фронтальной зоной в области антициклона фронт обычно отсутствует.

Огромная горизонтальная протяжённость антициклона обусловливает термические контрасты у поверхности Земли даже в пределах одной и той же воздушной массы.

Например, температура воздуха в тыловой части антициклона выше, чем в передней, но повышение температуры происходит постепенно, без скачка. На распределение температуры большое влияние оказывают орографические особенности местности. Скачок температуры, не связанный с фронтами, может иметь место вблизи границы льдов, у побережий океанов, в горных районах. Орографические контрасты температуры сохраняются на одном и том же месте, не перемещаясь с воздушными массами.

Тем не менее, в передней части антициклона (восточная область) ветры будут северной половины горизонта, в тыловой (западная область) – южной, что допускает присутствие атмосферных фронтов у поверхности Земли на периферии антициклона. Линии фронта может также пересекать гребень по линии, примерно нормальной к его оси, где имеет место конвергенция воздушных потоков.

Конвергенция воздушных потоков имеет место в полосе пониженного давления между двумя антициклонами, где может располагаться фронт. При этом один антициклон заполняется и находится в тёплом воздухе, второй, обычно усиливающийся, находится в холодном воздухе. Если давление в центрах антициклонов одинаково, и они очерчиваются одной и той же общей изобарой в виде единого антициклонического центра, необходимо проведение промежуточных изобар, которые помогут обнаружить положение фронта у Земли между антициклонами.

В случае промежуточного антициклона поверхность раздела между тёплым и холодным воздухом в передней части холодной воздушной массы является холодным фронтом предыдущего циклона, в тыловой – тёплым фронтом следующего циклона. На южной периферии промежуточного антициклона фронт у поверхности Земли чаще представлен размытой переходной зоной.

В заключительном или стационарном антициклоне фронтальная поверхность у поверхности Земли может с ней не пересекаться, размываясь в нижних слоях воздуха.

12.9.3. Погода в антициклоне

В центре антициклона в связи с нисходящими движениями воздуха преобладает малооблачная погода. При значительной влажности воздуха в холодную половину года под слоем инверсии оседания могут наблюдаться сплошные облака St и Sc. В любое время года в центральной части антициклона могут наблюдаться радиационные туманы.

На периферии антициклона по условиям погоды можно выделить 4 зоны: северную, южную, западную и восточную окраины (*рис. 12.24*).

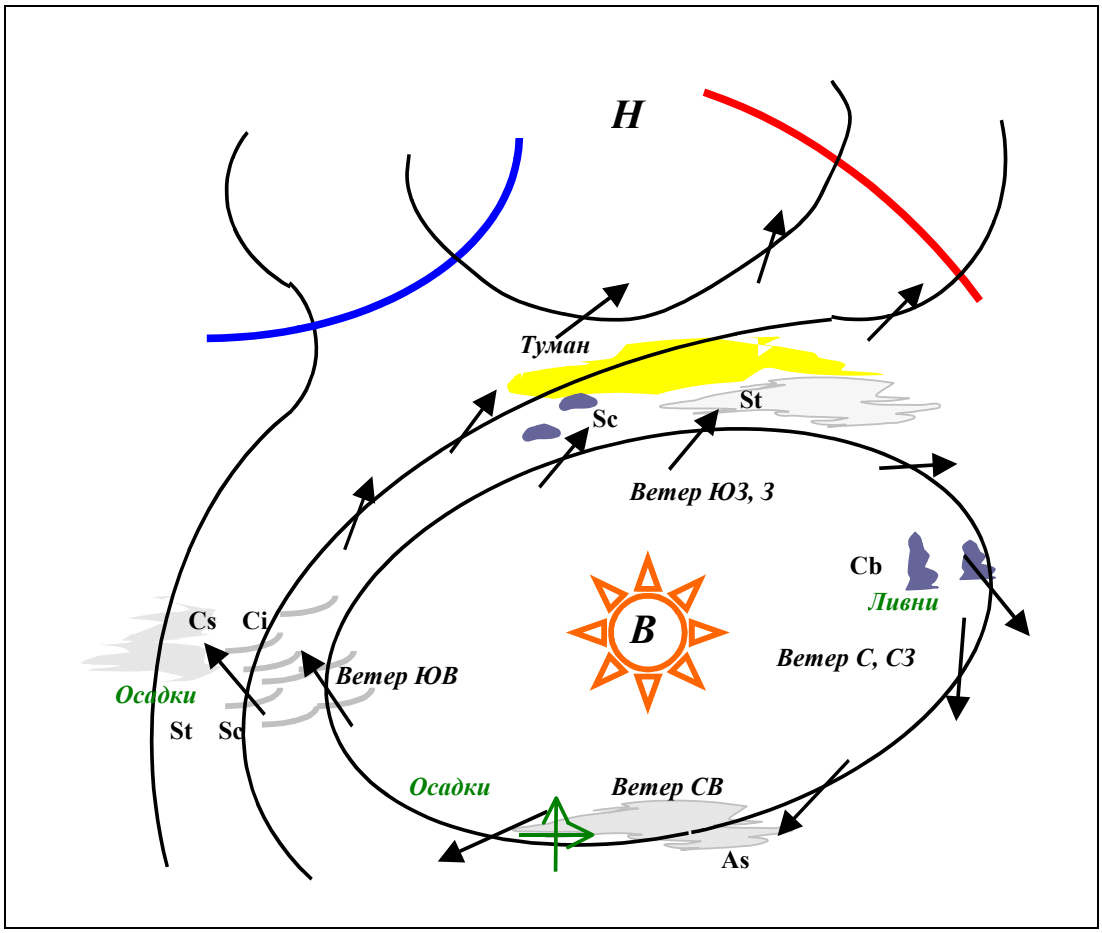


Рис. 12.24. Погода в антициклоне

Северная окраина антициклона непосредственно связана с тёплым сектором циклона. В холодное время года здесь наблюдаются сплошная и значительная облачность слоистых и слоисто-кучевых облаков (*St, Sc*), слабые осадки, туманы.

Иногда здесь наблюдаются осадки из системы слоистообразных облаков *As-Ns*, связанных с тёплым фронтом примыкающего циклона. Летом могут развиваться кучевые облака.

Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Здесь нередки облака верхнего яруса, иногда – среднего, причём, зимой из высоко-слоистых облаков (*As op.*) осадки в виде снега достигают Земли. При значительных градиентах давления отмечаются сильные ветры (например, типа новороссийской боры), метели.

Западная периферия антициклона, примыкающая к передней окраине циклона, отличается сильными ветрами, особенно, когда антициклон малоподвижен (блокирующий антициклон) и на его периферии создаются значительные градиенты температуры и давления.

Здесь характерны облака верхнего яруса (*Ci*), являющиеся признаками тёплого фронта. В холодное полугодие нередко отмечаются слоистые и слоисто-кучевые облака (*St, Sc*), достигающие значительной вертикальной мощности, выпадают осадки. Летом при высоких температурах воздуха и значительной его влажности появляются облака вертикального развития, сопровождающиеся грозовой деятельностью.

Восточная окраина антициклона граничит с тыловой частью циклона. В неустойчивой воздушной массе летом и днем развиваются все виды кучевых облаков, с кучево-дождевыми облаками *Cb* связаны ливневые осадки, грозы. Зимой преобладает безоблачная или малооблачная погода.

Циклоны и антициклоны являются основным механизмом междуширотного теплообмена. Если бы не было такого теплообмена между низкими и высокими широтами, то на экваторе и в тропиках температура воздуха была бы на 10-20 °С выше, а в умеренных широтах ниже, чем наблюдающаяся в действительности. Именно циклоны и антициклоны обеспечивают перенос тёплых и влажных воздушных масс воздуха с юга на север, а холодных и сухих – с севера на юг.