

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО РЫБОЛОВСТВУ

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Дальневосточный государственный технический
рыбохозяйственный университет»
ФГБОУ ВПО «Дальрыбвтуз»

Мореходный институт

Кафедра «Управление судном»

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ
СУДОВОЖДЕНИЯ**

Погодные условия в циклонах и антициклонах

Учебное пособие

для студентов специальности 180403.65 «Судовождение»
всех форм обучения

Автор: Л. И. Мезенцева

Владивосток 2014

УДК 656.61.052:551(075.8)

ББК 26.23 я 73

Авторский знак М 442

Автор – Л. И. Мезенцева

Рецензент – ст. науч. сотрудник ТОИ ДВ РАН,
к.г.н. В. А. Дубина

© Мезенцева Л. И. 2014

© Дальневосточный государственный
технический рыбохозяйственный
университет, 2014

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
1. Циклоны и антициклоны.....	5
1.1 Классификация циклонов.....	8
1.2 Теория образования и развития внетропических циклонов.....	11
1.3 Условия образования циклонов и антициклонов.....	16
1.4 Стадии развития фронтальных циклонов и антициклонов.....	20
2. Погода в циклонах умеренных широт.....	28
3. Погода в антициклонах.....	37
4. Погода в тропических циклонах.....	40
Библиографический список.....	48

ВВЕДЕНИЕ

Цель дисциплины «Гидрометеорологическое обеспечение судождения» – сформировать и конкретизировать знания в области морского гидрометеорологического прогноза.

Задачи дисциплины – формирование навыков и умений по следующим направлениям деятельности:

- развить понимание окружающей среды как единой взаимодействующей системы океан-атмосфера-материк;
- развить навыки использования знаний по гидрометеорологии для количественной оценки и учета условий погоды в решении задач безопасного судождения и эффективного промысла.

В соответствии с требованиями Международной конвенции по подготовке, дипломированию моряков и несению вахты (ПДМНВ 78/95) и соответствующих Резолюций ассамблеи ИМО определён перечень вопросов по проблеме гидрометеорологического обеспечения мореплавания, рекомендуемых для изучения в высших учебных заведениях морского транспорта. Программа подготовки вахтенных помощников капитана требует приобретения практических навыков и знание теории по целому ряду вопросов: производство срочных судовых гидрометеорологических наблюдений, использование в практике гидрометеорологических пособий, сводок, прогнозов погоды и состояния моря, штормовых предупреждений, факсимильных и электронных карт погоды, прогнозирование погоды на малые сроки (12–24 ч) и др.

В рамках настоящего пособия систематизированы известные данные и практический опыт о погодных условиях в области циклонов на разных этапах развития и антициклонов с целью использования в морской практике при составлении прогнозов погоды. Учебное пособие состоит из 4-х разделов: первый включает общие сведения о циклонах и антициклонах, их классификации, второй содержит сведения о комплексах погодных условий в зоне циклонов умеренных широт на различных стадиях развития этих вихрей, третий – о погодных условиях в области антициклонов, четвертый – о погодных условиях в зоне тропических циклонов.

Учебное пособие предназначено для студентов морских специальностей и судоводителей.

1. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

Циклоны и антициклоны постоянно и естественным образом образуются в атмосфере из-за вращения Земли, благодаря силе Кориолиса. Кроме этого, термодинамические особенности тропосферы – нижнего слоя атмосферы – являются благоприятными для образования воздушных вихрей различного масштаба. К этим особенностям, прежде всего, относятся неравномерное горизонтальное распределение тепла, характерное изменение температуры воздуха с высотой и сама воздушная среда. Схематичное изображение процесса образования циклонов показано на рис. 1. Ежедневное возмущенное состояние воздуха у земной поверхности можно продемонстрировать на ежедневной карте погоды (рис. 2).



Рис. 1. Схематическое изображение процесса образования циклонов из-за вращения Земли

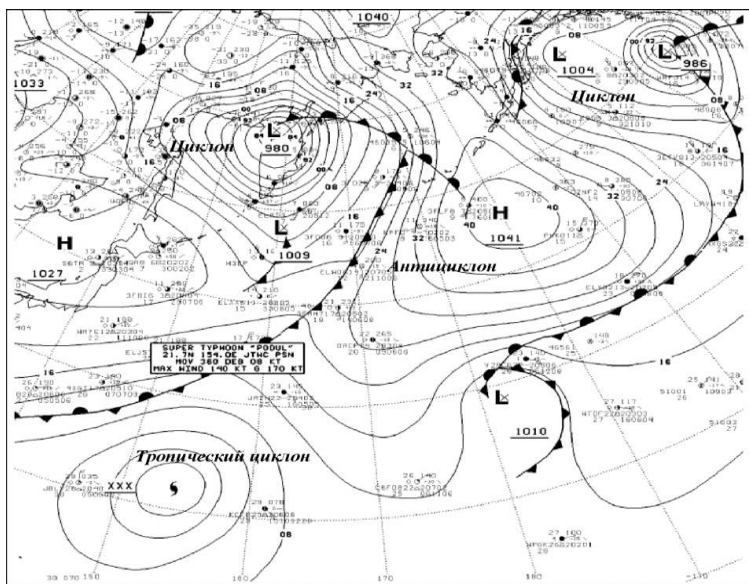


Рис. 2. Атмосферные вихри на карте погоды

Циклоны – это воздушные вихри с убыванием давления к центру, в центре давление минимальное. Вращение Земли (возникает сила Кориолиса) приводит к циркуляции воздуха относительно центра вихря против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Кроме того, в слое до нескольких сот метров от земной поверхности ветер имеет слагаемое, направленное к центру циклона. Величина слагаемого уменьшается с высотой.

Антициклоны – антиподы циклонов – вихри с возрастанием давления к центру, в центре давление максимальное, циркуляция воздуха относительно центра вихря осуществляется по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном. В приземном слое ветер имеет слагаемое, направленное от центра вихря; величина слагаемого уменьшается с высотой.

Систему горизонтальных воздушных движений в циклоне и антициклоне наглядно можно показать с помощью линий тока – линий, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением мгновенного вектора скорости. По своей сути линии тока – это траектории, по которым движутся отдельные частицы воздуха.

Упрощенная схема горизонтальных и вертикальных движений воздуха в циклоне и антициклоне представлена на рис. 3.

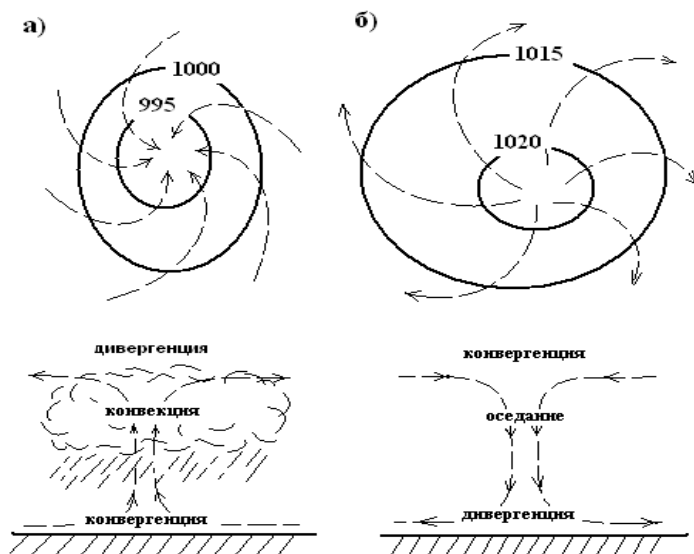


Рис. 3. Горизонтальные и вертикальные движения воздуха:
а) в циклоне, б) в антициклоне

На рис. 3 линиями тока (прерывистые линии) указаны преобладающие горизонтальные (верхняя часть рисунка) и вертикальные (нижняя часть рисунка) движения воздуха. В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево от движения, линии тока будут направлены противоположно. Здесь введены понятия *дивергенция*, *конвергенция* и *конвекция*.

В простейшем понимании, дивергенция – это расходимость воздушных течений или линий тока, конвергенция, наоборот, – сходимость воздушных потоков или линий тока. Под конвекцией в данном случае подразумевается упорядоченное восходящее движение воздуха в области циклона, приводящее к образованию кучевых облаков. В центральной части антициклона, как правило, наблюдаются упорядоченные нисходящие движения, т.е. процессы оседания воздуха, что приводит к удалению его от состояния насыщения и не способствует образованию облаков (при оседании воздух нагревается и удаляется от состояния насыщения).

1.1 Классификация циклонов

Различают два основных вида циклонов – внетропические и тропические. Первые образуются в умеренных или полярных широтах и имеют диаметр от тысячи километров в начале развития до нескольких тысяч в случае так называемого центрального циклона.

Все внетропические циклоны можно разделить по следующим типам и классам.

По количеству центров: одноцентровые и многоцентровые циклоны, когда два или более центра ограничены общими замкнутыми изобарами. При этом нередко для циклонических областей применяют термин «двухцентровая депрессия», «многоцентровая депрессия». 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.

После формирования, циклон обычно существует несколько дней. За это время он успевает продвинуться на расстояние от нескольких сотен до нескольких тысяч километров, вызывая резкие изменения ветров и осадков.

При характеристике интенсивности используют термины:

«глубокий циклон» – вихрь с несколькими замкнутыми изобарами;

«неглубокий циклон» – при давлении в центре на 5–10 гПа ниже, чем на периферии,

«заполняющийся циклон» – при повышении давления в центре, «углубляющийся циклон» – при понижении давления в центре.

По траектории движения выделяют следующие классы циклонов.

Южный циклон – циклон, смещающийся с юга, западный – с запада. Термин полярный используют для циклонов, которые смещаются с северо-запада, ультраполярный – с северо-востока, ныряющий – означает перемещение с севера или северо-запада на юг или юго-восток.

В некоторых районах барические образования становятся малоподвижными и могут существовать (стационарировать) длительное время. Центральными называют длительно существующие обширные глубокие малоподвижные циклоны, указывая их географическое положение (исландский циклон, алеутская депрессия и т.д.).

Большую часть циклонов, проходящих над дальневосточными морями и северо-западной частью Тихого океана, можно отнести к трем группам: западные, южные, восточные.

«Восточные» циклоны – довольно малочисленная группа. Это циклоны, приходящие с востока. Зимой они приносят продолжительные обильные снегопады, метели и резкое потепление. Выходя на Охотское море или на Сахалин, они обычно здесь заполняются. Иногда такие циклоны, приблизившись к Сахалину, разворачиваются и уходят снова в Тихий океан.

«Западные» циклоны – часто встречающаяся категория циклонов, они перемещаются с запада на восток. В отдельных случаях на южной периферии циклонов формируется еще один центр. Глубина циклонов этой группы в среднем 980–1000 гПа. Наиболее часто эти циклоны отмечаются в переходные сезоны года. Чаще всего с ними связано непродолжительное ухудшение погоды.

«Южные» циклоны – это циклоны, которые смещаются с южных широт, зарождаясь южнее 40° с. ш. Эти циклоны круто смещаются на север и северо-восток. Они более глубокие, чем западные циклоны, давление в центре этих циклонов может быть ниже 970 гПа, имеют большую разрушительную силу. Вероятность штормового ветра в этих циклонах велика. С этими циклонами также связано выпадение сильных осадков и потепление.

Некоторые циклоны движутся по «ныряющим» траекториям, т.е. перемещаются с северо-запада на юго-восток, и сложным траекториям с петлями и вращением. Последние траектории характерны для циклонов в сложной циклонической системе с двумя и более центрами.

Также циклоны разделяют по вертикальной протяженности.

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

Приземные циклоны прослеживаются только на приземной карте погоды.

Низкие барические образования имеют замкнутые изобары у Земли и на АТ850 и АТ700 (т.е. на высоте 1,5 и 3,5 км, соответственно) и отсутствуют на вышележащих уровнях.

Средние барические образования отмечаются в нижней и средней тропосфере (вплоть до АТ500). При этом на АТ500 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 прослеживаются во всей толще тропосферы, вплоть до АТ300.

Кроме этого, выделяют верхние барические образования, когда циклоны прослеживаются на высотах при их отсутствии в нижних слоях атмосферы.

Отдельно можно выделить стратосферные циклоны, когда высокие барические образования простираются в стратосферу, либо самостоятельно образовались там.

В равной мере классификация по вертикальной протяженности относится и к антициклонам.

В процессе жизни циклонов и антициклонов выделяют ряд стадий развития. При переходе от стадии к стадии существенно меняется термобарическое поле (поле температуры и давления), горизонтальная и вертикальная структуры и характеристики погоды. Обычно в процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование с вертикальной высотной осью (под высотной осью циклона или антициклона понимают линию, соединяющую приземный центр с центрами этого же циклона или антициклона на картах АТ). Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития барических образований. Однако циклон и антициклон не обязательно проходит все стадии развития. Даже молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон разрушаться, не получив максимального развития. Поскольку между стадиями нет резких границ, деление на стадии непрерывного процесса развития циклона и антициклона носит условный характер. Тем не менее, выделение стадий имеет большое познавательное и прогностическое значение, так как отражает определенные закономерности развития каждого циклона и антициклона.

Продолжительность жизни барических образований в среднем около 5–7 дней, но при благоприятных условиях (особенно это справедливо для антициклонов) они могут существовать и значительно дольше. Размеры барических систем велики: диаметр хорошо развитого внетропического циклона в среднем около 1000 км, а антициклона – около 2000 км, но в поздней стадии развития их

диаметр может удвоиться.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов также зависят от стадии развития. В стадии молодых барических образований низкие циклоны и антициклоны перемещаются со скоростями 40–50 км/ч в соответствии со скоростью ведущего потока. В поздней стадии развития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения резко уменьшается, и они становятся малоподвижными. Средняя скорость перемещения циклонов и антициклонов составляет примерно 30–40 км/ч.

1.2 Теория образования и развития внетропических циклонов

Крупные атмосферные вихри, циклоны и антициклоны возникают во всех частях земного шара. Во внетропических широтах они отличаются большой мощностью и интенсивностью развития. Слабое развитие получают циклоны и антициклоны в экваториальной зоне. Вместе с тем, вблизи этой зоны возникают и развиваются тропические циклоны, отличающиеся от внетропических малым диаметром, но большими градиентами давления и скоростями ветра.

Причины возникновения этих барических образований различны. Например, внетропические подвижные циклоны и антициклоны возникают и развиваются в зонах больших горизонтальных градиентов температуры и давления, при определенной структуре термобарического поля. Тропические циклоны образуются в области тропической зоны конвергенции над океанами при влажно-неустойчивом состоянии воздуха в слое тропосферы. Слабо выраженные области высокого и низкого давления возникают главным образом вследствие термической неоднородности подстилающей поверхности.

Гидродинамическая теория возникновения и развития циклонов и антициклонов в достаточной мере разработана, хотя ошибки в предвычислении поля давления с использованием быстродействующих электронных машин имеют место, следовательно – есть неопределенности, которые не известны или плохо учитываются.

В системе общей циркуляции атмосферы большую роль играют внетропические циклоны и антициклоны, имеющие различную вертикальную протяженность. В отдельных случаях мощные центральные циклоны прослеживаются до высот 20–25 км при диамет-

ре более 2 тыс. км.

Взгляды на причины возникновения и развития циклонов и антициклонов внетропических широт за последнее столетие подвергались значительным изменениям.

Теория полярного фронта и циклонов, разработанная В. Бьеркнесом (1919) и развития в последующем Я. Бьеркнесом с Сульбергом (1922) и другими, принимает, что циклоны являются волнообразными возмущениями на полярном фронте. Волновая теория, предложенная норвежскими метеорологами, рассматривает циклоны как образование волн на поверхностях разрыва в атмосфере. На основе теоретических разработок принято, что поверхность разрыва является неустойчивой относительно волн, длиной около 1000–2500 км. Однако эта теория может объяснить лишь первоначальное понижение давления и образование возмущения, но не содержит объяснения развития и превращения его в глубокий циклон. Поэтому дальнейшая эволюция циклона объясняется лишь качественно, вне основной теории.

Несколько иное решение возникновения циклона дал Н. Е. Кочин. По Н. Е. Кочину, потеря устойчивости на поверхностях раздела происходит не вследствие движений, перпендикулярных плоскости раздела, а в результате почти горизонтальных движений, направленных к поверхности раздела под малым углом. В последующем, теория Н. Е. Кочина была развита М. И. Юдиным и Е. Н. Блиновой. Однако и эта волновая теория циклонов не учитывала такой важный фактор, как адвекцию температуры, играющую важную роль в возникновении и развитии барических образований. Кроме того, по волновой теории предполагалось, что при возникновении циклона колебание охватывает всю поверхность раздела. В действительности, в начале возникновения циклона возмущение поля давления и поля течений происходит в приземном слое воздуха, в то время как даже в средней тропосфере оно весьма незначительно.

В начале 30-х гг. В. М. Михелем была установлена тесная связь между структурой поля течения в средней тропосфере и эволюцией антициклонов. На основе этих положений в середине 30-х гг. Р. Шерхаг сделал попытку объяснить циклогенез расходящейся системой течений в средней тропосфере. Попытка Шерхага создать так называемую дивергентную теорию циклонов встретила возражения, хотя ряд положений, установленных Шерхагом, имел боль-

шое значение в практической работе службы погоды.

Как показал опыт, изучение структуры лишь высотного барического поля далеко недостаточно для определения условий возникновения и развития барических образований. В конце 30-х и начале 40-х гг. Н. Л. Таборовским был произведен качественный анализ адвективных и динамических изменений температуры и давления и условий преобразования высотных деформационных полей. Полученные положения были применены к проблеме циклогенеза. Были найдены количественные критерии величин контрастов температуры в тропосфере, необходимых для развития циклонов.

Таборовский развил идею о зависимости процесса как циклогенеза, так и антициклогенеза от структуры термобарического поля в тропосфере. В этих работах, известных под названием адвективно-динамического анализа, была установлена органическая связь между процессами цикло- и антициклогенеза и преобразованиями высотных деформационных полей. Естественно, что процессы возникновения и развития барических образований можно рассматривать лишь в зависимости от изменения атмосферного давления. В период развития упомянутых пространственных синоптических исследований атмосферных процессов в 40-х гг. теория изменения давления, предложенная И. А. Кибелем, считалась лучшей. Действительно, ряд выводов, вытекающих из этой теории, совпадал с основными положениями, полученными в результате физико-синоптических исследований. Этим объяснялось стремление Н. Л. Таборовского видеть в теории И. А. Кибеля теоретическую основу адвективно-динамического анализа.

Среди исследований, посвященных эволюции барических образований, вопросы изменения структуры их термического и барического полей более подробно освещены в монографии Н. Л. Таборовского. В этой работе, как и в предшествовавших исследованиях по адвективно-динамическому анализу, изменение структуры термобарического поля, возникновение и развитие циклонов и антициклонов, а также их эволюция объяснялись преимущественно адвективными изменениями температуры и динамическими изменениями давления, находящимися в тесной взаимосвязи. Наблюдающееся понижение температуры в системе развивающегося циклона и повышение ее в развивающемся антициклоне объяснялось соответственно адвекцией холода и тепла. Неадвективным изменениям

температуры не придавалось существенного значения. Причина перехода от углубления к заполнению циклонов объяснялась уменьшением и прекращением адвекции холода в тыловой части циклона, сопровождающимся уменьшением контрастов температуры над центральной частью приземного циклона и ослаблением дивергенции.

Аналогично объяснялось повышение температуры в системе развивающихся антициклонов, с той лишь разницей, что повышение температуры над усилившимся приземным антициклоном и уменьшение контрастов температуры, а также ослабление конвергенции, объяснялось ослаблением и прекращением адвекции тепла.

Как показали дальнейшие исследования, объяснение эволюции поля температуры в системе барических образований действием лишь адвекции оказалось недостаточным. Было установлено, что при интенсивно развивающихся процессах, неадвективные изменения температуры могут достигать больших величин и местами оказывать существенное влияние на изменение структуры термобарического поля тропосферы. Однако внесенный корректив не отразился на основных положениях адвективно-динамической теории цикло- и антициклогенеза. На практике дивергентная теория оказалась весьма полезной, но несколько односторонней, поскольку не учитывала сложного комплекса факторов, участвующих в процессах цикло- и антициклогенеза.

Согласно адвективно-динамической теории, разработанной в 1939–1943 гг. в Центральном институте погоды Х.П. Погосьяном и Н.Л. Таборовским, 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 динамиче-

ское 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. Погосьяном (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. Погосьяном 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 высотной фронтальной зоны превышает $8^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$ (16 дам на 1000 км по карте) или когда скорость ветра на уровне АТ500 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 1940 г. Метод Ки-

беля 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.

1.3 Условия возникновения циклонов и антициклонов

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. Бароклиная 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 уравнивает 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 обуславливает 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 Кориолиса – 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.

Обычно циклоны и антициклоны возникают у поверхности

земли и лишь в процессе их развития замкнутая циклоническая или антициклоническая циркуляция постепенно распространяется вверх.

В подавляющем большинстве случаев циклоны и антициклоны возникают в зоне основных атмосферных фронтов. Чаще всего циклоны возникают на малоподвижных фронтах, на холодных замедляющихся фронтах либо у точек окклюзии (точка смыкания холодной и теплой ветвей фронта и окклюзии) в существовавших ранее циклонах. Антициклоны возникают в холодном воздухе недалеко от линии фронта у поверхности земли.

Прогноз возникновения новых барических образований является наиболее трудной частью синоптического анализа. Обычно легче бывает указать лишь районы, в которых образование циклон или антициклонов возможно. Опыт показывает, что возникновение циклонов и антициклонов тесно связано с высотными фронтальными зонами, а также со струйными течениями, там где контрасты температуры между холодными и теплыми воздушными массами достигают $8-12^{\circ}\text{C}$ и более на расстоянии 1000 км (измеряется перпендикулярно изогипсам на картах ОТ и АТ). Чем больше величина контрастов температуры, тем интенсивнее в последующем углубляется циклон и усиливается антициклон.

В процессе возникновения циклона на фронте образуется волна, амплитуда которой со временем увеличивается. Если амплитуда волны не увеличивается, циклон заканчивает свое существование на волновой стадии. В образовании таких волн большую роль играют как разрыв плотности и скорости ветра на фронте, так и отклоняющая сила вращения Земли.

Образование фронтальных волн на малоподвижных фронтах происходит достаточно часто, так как при противоположном направлении движения воздушных потоках по обе стороны фронта происходит деформация фронтальной поверхности, что и является волнообразованием. Однако, такие волны сравнительно редко развиваются в глубокие циклоны, так как термобарическое поле не всегда имеет строение, способствующее понижению давления в зоне возникшей волны.

Циклоны чаще всего возникают на холодных фронтах при интенсивной адвекции холода в тыловой части возмущения. Наличие сравнительно интенсивной адвекции холода в тыловой части возмущения за холодным фронтом, превышающей адвекцию тепла в

передней части возмущения перед теплым фронтом на том же расстоянии от вершины является одним из признаков образования циклона. На рис. 4 дана схема зарождения циклона на холодном фронте. Возникший на холодном фронте циклон обычно получает дальнейшее развитие, являясь «вторичным» циклоном лишь в самом начале своего существования. В последующем этот циклон либо сливается с циклоном, расположенным впереди, на холодном фронте которого он образовался, либо сохраняется и становится новым членом семейства циклонов.

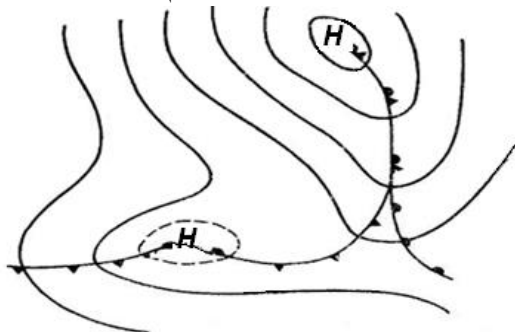


Рис. 4. Схема зарождения волнового циклона на холодном фронте

Указания на возникновение циклонов и антициклонов дают также барические тенденции. Появление или усиление на каком-либо участке малоподвижного фронта области падения давления часто свидетельствует о возможном образовании циклона. Признаком возможного образования циклона у точки окклюзии служит отход области падения давления на периферию существующего циклона. Чем сильнее падение давления у точки окклюзии по сравнению с падением вблизи центра циклона, тем вероятнее образование около нее нового циклонического вихря. Хорошим дополнительным признаком служит падение давления, которое может наблюдаться в окрестности точки окклюзии за холодным фронтом.

Оформлению нового циклона способствует разрежение изобар. Область падения давления в районе разреженных изобар часто приводит к появлению замкнутых изобар, тогда как при больших барических градиентах она вызывает только их деформацию.

Выше указывалось, что возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Однако, в отличие от циклона, антициклон у поверхности земли образуется не на линии

фронта, а за этой линией в холодной воздушной массе. Контраст температуры на высотах над возникающим антициклоном такой же большой, как и в циклонах, хотя у поверхности земли он обычно в антициклонах существенно меньше. Для возникновения антициклонов также необходимо, чтобы приземное барическое поле в области роста давления характеризовалось небольшими барическими градиентами. Надо иметь в виду, что области роста давления чаще всего смещаются в те районы, где на термобарической карте наблюдается наиболее интенсивная адвекция холода в нижних слоях тропосферы.

1.4 Стадии развития фронтальных циклонов и антициклонов

Рассмотрим особенности эволюции термобарического поля тропосферы и характер циркуляции в различных стадиях развития циклонов и антициклонов, а также роль термического и динамического факторов в их эволюции. При этом под термическим фактором понимаются те изменения атмосферного давления, которые обусловлены изменением температуры воздуха. За короткие промежутки времени эти изменения обусловлены главным образом адвекцией температуры и адиабатическим охлаждением или нагреванием воздуха вследствие восходящих и нисходящих движений. Под динамическими изменениями давления понимаются те изменения, которые обусловлены действием сил, приводящих к увеличению или уменьшению массы в столбе воздуха. Одним из главных факторов, обуславливающих динамические изменения давления, является дивергенция массы (сходимость или расходимость воздушных течений).

Эволюция поля течений на высотах тесно связана с эволюцией термического поля нижележащих слоев воздуха. Изменение термического поля в короткие промежутки времени осуществляется главным образом действием адвекции и вертикальных движений, в этих случаях притоком тепла от подстилающей поверхности и влиянием других факторов пренебрегают.

Известно, что в системе барических образований области адвекции холода и тепла чередуются вдоль потока. При этом адвекция холода обычно сопровождается нисходящими движениями и нагреванием воздуха, а адвекция тепла – восходящими движениями и охлаждением воздуха. Однако было обнаружено, что области адиабатического изменения температуры вдоль течений несколько

сдвинуты по отношению соответствующих областей адвекции холода и тепла. При этом большой деформации термобарического поля и поля высотных течений соответствует больший по величине сдвиг.

В процессе жизни циклонов и антициклонов выделяют ряд стадий развития. При переходе от стадии к стадии существенно меняется термобарическое поле (поле температуры и давления), горизонтальная и вертикальная структуры и характеристики погоды. Обычно в процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование с вертикальной высотной осью (под высотной осью циклона или антициклона понимают линию, соединяющую приземный центр с центрами этого же циклона или антициклона на картах АТ). Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития барических образований. Однако циклон и антициклон не обязательно проходит все стадии развития. Даже молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон разрушаться, не получив максимального развития. Поскольку между стадиями нет резких границ, деление на стадии непрерывного процесса развития циклона и антициклона носит условный характер. Тем не менее, выделение стадий имеет большое познавательное и прогностическое значение, так как отражает определенные закономерности развития каждого циклона и антициклона.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов также зависят от их развития. В стадии молодых барических образований низкие циклоны и антициклоны перемещаются со скоростями 40–50 км/ч в соответствии со скоростью ведущего потока. В поздней стадии развития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения резко уменьшается, и они становятся малоподвижными.

Стадии развития фронтальных циклонов:

1. Начальная стадия (стадия возникновения).
2. Стадия молодого циклона.
3. Стадия максимального развития (стадия окклюдирования).
4. Стадия заполнения циклона (старое барическое образование).

Для начальной стадии развития циклона, длящейся зачастую

менее суток, 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 гПа. 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 (рис. 5). Термобарическое поле деформируется, теплый сектор циклона хорошо оформлен, циклон углубляется, превращается в атмосферный вихрь со значительными скоростями ветра. Циклоническая циркуляция распространяется в средние слои атмосферы.

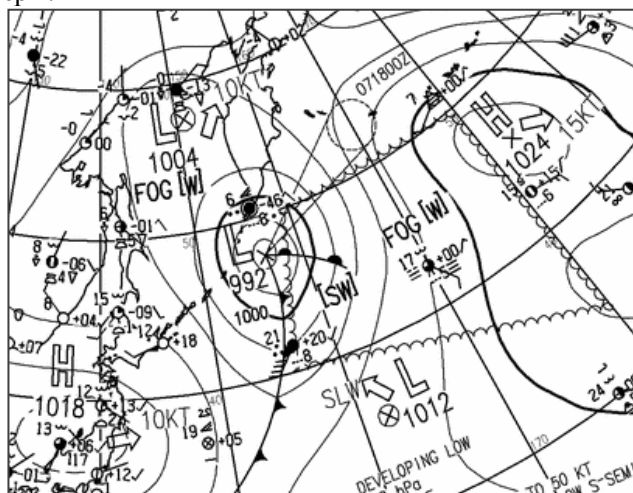


Рис. 5. Молодой циклон на карте погоды

Третья стадия характеризуется наименьшим давлением в центре циклона, циклон продолжает углубляться, ветры в системе циклона очень сильные. Продолжительность стадии не более 12–24 ч (рис. 6). Для этой стадии характерно появление фронта окклюзии, система фронтов выходит в юго-восточный сектор циклона. Циклон замедляет движение, становится высоким барическим образованием (в средней тропосфере ему соответствует смещенный к северо-западу от приземного центра).

В последней стадии циклон заполняется. У поверхности Земли в центре циклона давление повышается. Горизонтальные градиен-

ты давления и скорости ветра постепенно уменьшаются (рис. 7, 8). Данная стадия наиболее продолжительна – 4 суток и более. Циклон заполняется холодным воздухом, атмосферные фронты выходят из системы циклон. Он является высоким барическим образованием, скорость поступательного смещения незначительна.

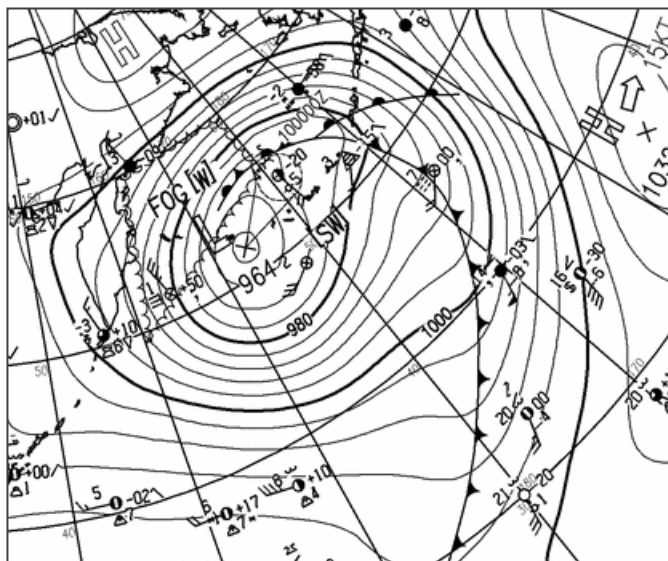


Рис. 6. Циклон в стадии максимального развития с фронтом окклюзии

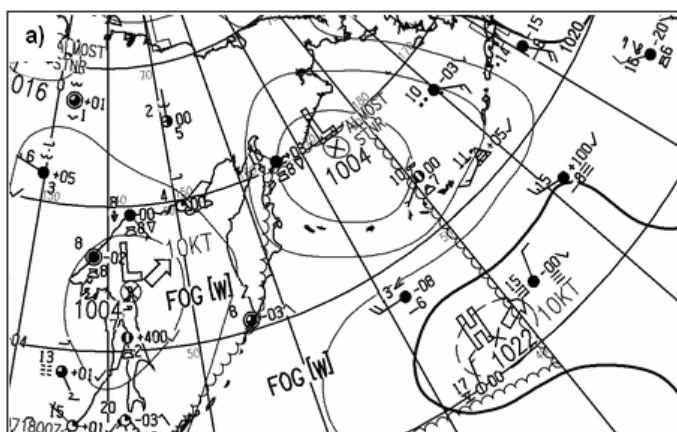


Рис. 7. Старые циклоны на карте погоды

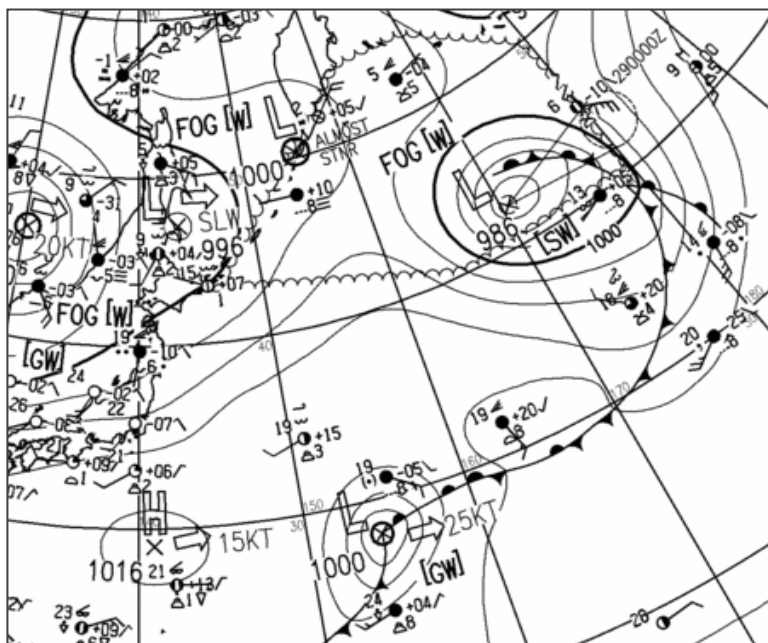


Рис. 8. Циклоны в разных стадиях развития: фронтальный циклон с давлением в центре 986 гПа – в стадии максимального развития, фронтальный циклон с давлением в центре 1000 гПа – молодой, циклон без фронта с давлением в центре 1000 гПа (южнее Камчатки) – старый

Изменения давления в барических образованиях по мере их развития определяются адвективными и динамическими факторами. Синоптический опыт показывает, что наиболее благоприятные условия для развития циклона складываются, когда приземный центр располагается под передней частью высотной барической ложбины в средней тропосфере (на AT_{500}), при наличии значительных горизонтальных градиентов геопотенциала (наличие высотной фронтальной зоны). Усиливающим эффектом является расхождение изогипс при их циклонической кривизне, которая по потоку уменьшается. Здесь происходит разрежение воздушных масс, что обуславливает динамическое падение давления. При повышении температуры в вышележащем слое атмосферы, т.е. при адвекции тепла давление у Земли понижается. Наибольшая адвекция тепла

обычно имеет место в передней части циклонов, где происходит адвективное понижение давления и формируется область восходящих движений воздуха. Наибольшая адвекция холода наблюдается за холодным фронтом в тылу циклона, где имеет место адвективное повышение давления и формируется область нисходящих движений воздуха.

В вышележащих слоях атмосферы локальное повышение температуры обуславливает рост, а понижение – падение давления. Термическое изменение давления уменьшается с высотой, достигая минимума на уровне примерно 700 гПа (средний уровень тропосферы), выше которого знак изменений давления меняется на обратный. Следовательно, с высотой область 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.

В процессе развития фронтальных антициклонов также выделяют стадии развития: первая стадия – молодой низкий антициклон; вторая – антициклон, достигший максимального развития; третья – разрушающийся старый антициклон.

В первой стадии – молодой антициклон – приземный антициклон имеет вид отрога, возникшего в тылу циклона, часто на периферии ранее развивающегося антициклона. Возникший за холодным фронтом антициклон первоначально является низким и холодным барическим образованием. На высотах фронтальная зона, характеризующаяся большими горизонтальными градиентами температуры, проходит непосредственно над вновь возникшим образованием. С высотой антициклон быстро исчезает и на уровне 700 гПа ему соответствует барический и термический гребень, причем последний несколько отстает от барического гребня. В соответствии с этим в передней части антициклона наблюдается адвекция холода, а в тыловой – адвекция тепла. Интенсивная адвекция холода способствует росту давления у земли. В этом же направлении действуют динамические факторы. Отметим, что условия для роста давления создаются не только в тылу циклона (в передней части антициклона), но и над центральной частью приземного гребня или антициклона. В противоположность циклону нисходящее движение

воздуха и адвекция тепла в тылу антициклона вызывают общее повышение температуры в нем и рост абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей.

На второй стадии – стадии максимального развития – у поверхности земли антициклон очерчивается несколькими замкнутыми изобарами. В нижних слоях тропосферы антициклон по-прежнему развивается в холодном воздухе. Интенсивная адвекция холода у земли в передней части антициклона способствует термическому росту давления. Сходимость изогипс и увеличение циклонической кривизны изогипс по потоку (речь идет о поле геопотенциала на AT_{700} и AT_{500}) обуславливают также рост давления за счет дивергентного и вихревого факторов.

Нисходящие вертикальные движения становятся значительными и обуславливают заметное повышение температуры над антициклоном и сдвиг зон температурных контрастов на его периферию. Повышение температуры за счет нисходящих движений благоприятствует росту давления в центре антициклона у земли. В тылу антициклона наблюдается адвекция тепла и термическое падение давления. В последующем развитии антициклон становится все более высоким и теплым. При этом совместное действие термического и вихревого факторов вызывает рост давления в передней части антициклона и падение давления в его тылу. При таком распределении изаллобарических очагов антициклон еще является подвижным. Высотный центр антициклона в этой стадии значительно смещен относительно приземного положения к западу или северо-западу. В целом усиление антициклона прекращается, и создаются условия для его последующего ослабления.

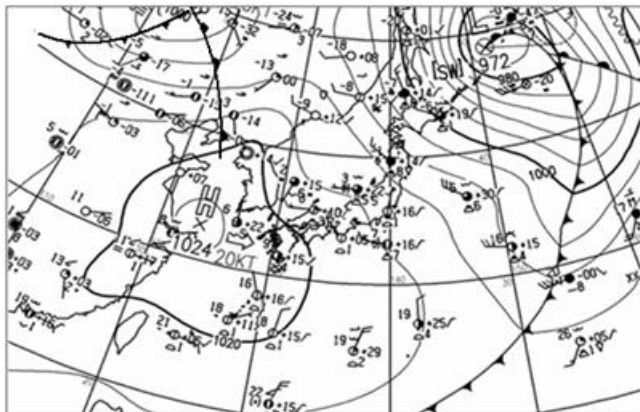


Рис. 9. Пример развитого антициклона (H) на карте погоды

Третья стадия – разрушающийся, старый антициклон (рис. 10). На этой стадии давление у поверхности земли по сравнению со второй стадией заметно понижается. На высотах антициклон выражен более четко и характеризуется несколькими замкнутыми изогипсами. Центры антициклона в нижней и верхней тропосфере почти совмещаются. В центральной части антициклона происходит дальнейшее адиабатическое повышение температуры. Усиливающаяся в западной части антициклона адвекция тепла также способствует образованию на высотах самостоятельной области тепла. Антициклон становится теплым барическим образованием. Под влиянием дивергенции (расходимости) ветров в слое трения давление в антициклоне падает. В результате этого антициклон разрушается вначале заметнее у земной поверхности, а затем и на высотах, где он сохраняется более продолжительное время.

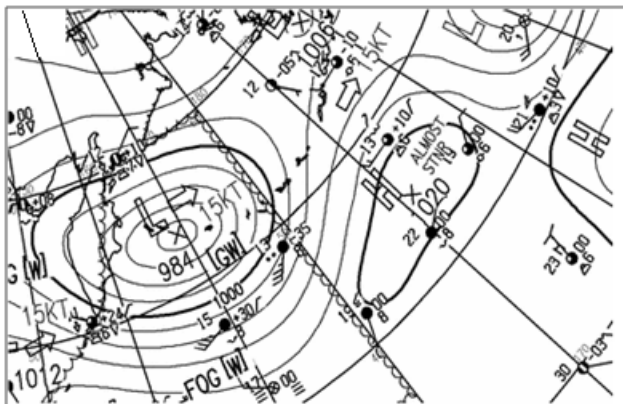


Рис. 10. Пример старого (малоподвижного) антициклона на карте погоды

2. ПОГОДА В ЦИКЛОНАХ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

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.

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.

В молодых циклонах различают переднюю часть, тыловую часть и теплый сектор (рис. 11). Погода в разных частях циклона отличается друг от друга.

В передней части циклона погода определяется свойствами теплого фронта: перед фронтом образуется мощная система облаков слоистого типа Cs-As-Ns, идут дожди обложного характера, давление быстро падает, в глубоких циклонах отмечаются сильные ветры восточной четверти. Воздух холодный, но теплее, чем в тыловой части циклона, наблюдается адвекция тепла.

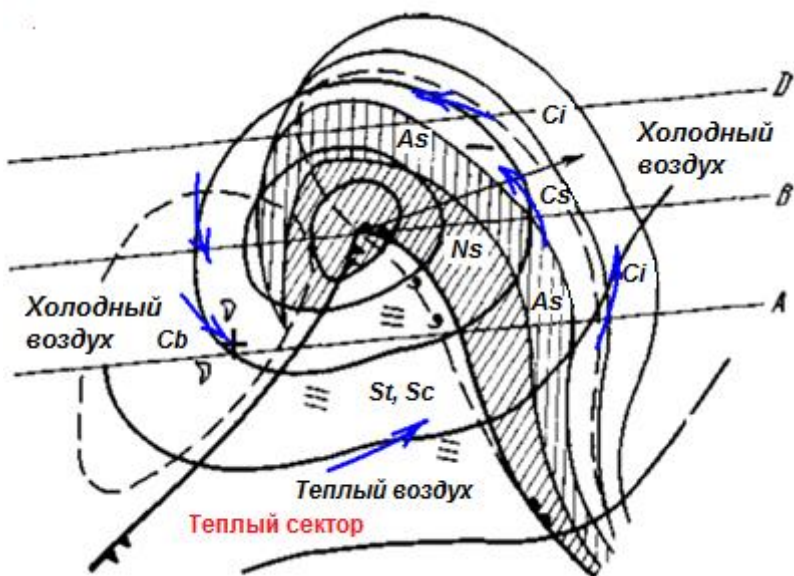


Рис. 11. Погодные условия в молодом циклоне

При движении 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 – Ciuncinus) вместе с перисто-слоистыми (Cs).

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. 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 представляют собой 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. Летом осадки из As не достигают поверхности Земли, испаряясь при движении через тёплые слои воздуха под облаками (псевдоморсящие 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 выше 2 км, однако, основание их часто находится ниже 2 км, а верхняя граница может достигать 7–10 км. Одни слои-

сто-дождевые облака наблюдаются редко – обычно под ними образуются разорванные дождевые облака (*Fr nb.* – разорванно-кучевые или разорванно-слоистые облакам, если они наблюдаются под 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, 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.

Теплый сектор циклона – это зона, заключенная между теплым и холодным фронтами, содержащая теплый воздух. Холодный фронт является тыловой границей тёплого сектора. Летом в этом секторе при прояснениях бывает просто жарко, зимой отмечаются оттепели. В этой зоне обычно не бывает очень сильных ветров, часто отмечается морсящий туман.

Погода в тёплом секторе циклона отличается прекращением обложных осадков из слоисто-дождевых облаков. Температуры воздуха высокие относительно других частей циклона, наибольшая адвекция тепла в средней тропосфере наблюдается перед линией теплого фронта. Ветер от юго-восточного переходит к юго-западному направлению (см. рис. 11), обычно ослабевает. После прохождения теплого фронта наблюдается значительное ослабление падения давления или его слабый рост.

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.

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 морозящие 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 и грозами, в том числе, ночными, радиационными туманами (преимущественно после выпадения дождя и ночного прояснения).

Тыловая часть циклона расположена за холодным фронтом. Она является обычно самой холодной. Дожди в основном носят ливневой, кратковременный характер. Прохождение холодного фронта нередко сопровождается грозами и шквалистым ветром, а также градом. Преобладают штормовые ветры северо-западных направлений. Давление в этой части циклона растёт, а температура

резко понижается, наблюдаются прояснения.

В тыловой части циклона 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 в нижней части состоят из капелек воды (при низких температурах воздуха – переохлажденных), а в верхней части – 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* в зоне холодного фронта, имеющей ширину около 80 км. Осадки из *Cb* носят ливневый характер с грозами, иногда градом. При большой сухости тёплого воздуха холодный фронт может проходить, не давая осадков.

Для фронтальных гроз 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 км/ч и более). 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.

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 (медленно смещающийся фронт) 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.

Погода в окклюдированном циклоне.

С момента возникновения и до стадии наибольшего развития циклона давление в его центре понижается. Горизонтальные градиенты давления возрастают, и ветры усиливаются, нередко до штормовых. Атмосферные фронты обостряются, осадки выпадают наиболее интенсивно. Затем циклон ослабевает и начинает заполняться, т. е. давление в его центре растет, ветры ослабевают, фронты размываются, осадки уменьшаются и постепенно прекращаются.

Окклюдование циклона — процесс перехода фронтального циклона из стадии молодого циклона с теплым сектором у поверхности земли в стадию максимального развития, сопровождающийся смыканием теплой и холодной ветвей фронта и вытеснением теплого сектора (теплого воздуха) на юго-восточную периферию циклона. С окклюзией связано возрастание вертикальной мощно-

сти циклона (из среднего он становится высоким), уменьшение скорости его поступательного движения и последующее затухание вследствие ликвидации температурных контрастов и уменьшения лабильной энергии.

На стадии окклюдирования циклона по условиям погоды выделяют 3 зоны: передняя часть циклона; вторичный тёплый сектор циклона, границами которого служат фронт окклюзии и вторичный холодный фронт; тыловая часть циклона – за вторичным холодным фронтом.

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 воздуха 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 которыми вторгается более холодная порция этой же воздушной массы. Вторичные фронты имеют систему облаков, сходную с облачностью системы облаков холодного фронта 2-го рода, но вертикальная протяженность облаков меньше, чем у основных фронтов.

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 с грозами, шквалами и метелями.

Причём, ливневые осадки наблюдаются даже в холодное полу-

годие, поскольку относительно тёплая воздушная масса, расположенная за фронтом окклюзии, обладает значительной неустойчивостью и в средней тропосфере уже является холодной.

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

Погода в старом циклоне.

Циклон в стадии старого барического образования может существовать в поле давления и облачности в среднем 3–5 суток. В этот период уменьшается его радиус, очерченный замкнутыми изобарами, поле давление постепенно выравнивается – циклон заполняется. Ветер начинает ослабевать. Вместо единой облачной полосы фронта окклюзии в старом циклоне наблюдаются разрозненные облачные элементы, состоящие преимущественно из кучевых облаков (*Cb*, *Cu*, *Sc*). На первых этапах заполнения циклона облака еще организованы в гряды (рис. 12); такие облачные системы вызывают осадки, выпадающие зарядами, вслед за которыми может наблюдаться усиление ветра. Пример заполняющегося циклона на карте погоды, но еще достаточно глубокого, см. рис. 11.

На стадии старения циклон заполнен холодным воздухом, термические контрасты ослаблены.

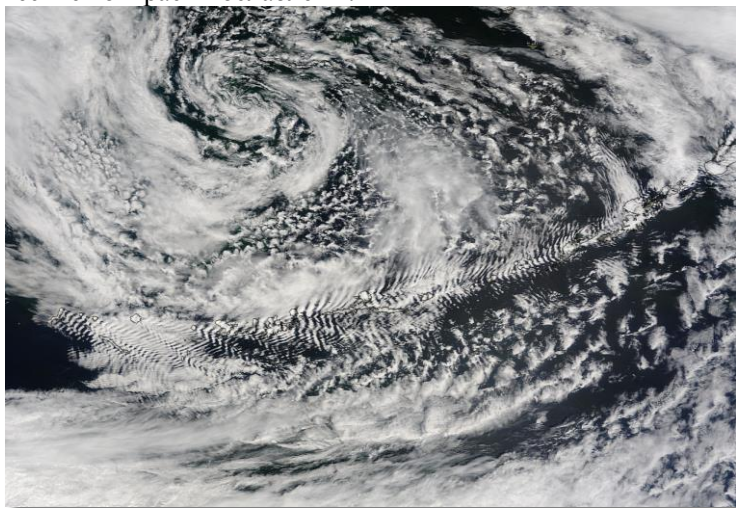


Рис. 12. Облачный массив циклона, начинающего заполняться над Беринговым морем

3. ПОГОДА В АНТИЦИКЛОНАХ

В антициклонах в слое трения наблюдается расхожимость воздушных потоков, приводящих к фронтолизу (уменьшению горизонтальных контрастов температуры, влажности и ряда других параметров). По этой причине фронты в антициклонах не образуются, а имеющиеся – размываются. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать его гребень по линии, приблизительно нормальной к оси гребня. В антициклонах нет условий для образования конвективных облаков, особенно в области значительного роста давления. Однако, слоистообразные облака при наличии водяного пара в атмосфере могут образовываться.

Для антициклонов характерным является наличие слоев инверсии, т.е. слоев, где температура воздуха с высотой повышается (в среднем в тропосфере температура воздуха с высотой понижается на $0,66^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м высоты). В антициклонах наблюдаются приземные слои инверсии (радиационные и адвективные), а также инверсии оседания выше пограничного слоя.

Радиационные инверсии возникают в приземном слое в центральных частях антициклонов при безоблачной погоде и слабых ветрах, когда особенно сильно охлаждается самый нижний слой воздуха. Этот процесс происходит интенсивнее зимой и в ночные часы. Зимой над материком радиационное охлаждение может продолжаться и днем, в результате чего устойчивый слой инверсии температуры может от поверхности земли простираться до уровня $1\text{--}2\text{ км}$ и выше. Радиационной инверсии часто сопутствует мгла и дымка, наиболее плотная вблизи городов.

Адвективная инверсия наблюдается при смещении теплого воздуха на холодную поверхность. Например, при движении теплого воздуха с положительными температурами над местностью, покрытой снегом. Нижний слой воздуха охлаждается, образуя инверсию мощностью до 1 км .

Инверсии оседания образуются выше пограничного слоя. Формированию таких инверсий способствуют нисходящие движения воздуха в антициклоне и растекание опускающегося воздуха по горизонтали. Обычно инверсии оседания образуются при упорядоченных нисходящих движениях обширных по площади слоев воздуха на высотах $1,5\text{--}2\text{ км}$ и выше. При этом, скорость опускания воздуха на более низких уровнях меньше, чем на более высоких, в результате этого слой сжимается. У земной поверхности происхо-

дит горизонтальное растекание воздуха. Опускающийся воздух адиабатически (без притока извне) нагревается и становится более сухим. Таким образом, вертикальное сжатие приводит к уменьшению вертикального градиента температуры воздуха. Он может дойти до нуля, а затем стать отрицательным, т. е. возникает инверсия сжатия.

Погода в антициклонах может быть очень разнообразной и во многом определяется свойствами воздушных масс, в которых сформирован антициклон, их стратификацией, стадией развития антициклона, характером температурных инверсий, а также особенностями подстилающей поверхности.

Усиление антициклонов, сопровождающееся ростом давления и нисходящими движениями воздуха, приводит к образованию инверсий сжатия, что препятствует облакообразованию. При этом устанавливается преимущественно ясная сухая погода. Ослабление антициклона приводит к прекращению нисходящих движений и появлению упорядоченных восходящих движений, что ведет к облакообразованию. Под слоем инверсии во влажном воздухе часто возникают слоистые и слоисто-кучевые облака и даже выпадают слабые осадки. Зимой приземная радиационная инверсия бывает особенно хорошо выражена. В этом случае возникают радиационные туманы, наиболее плотные у земной поверхности в ночные часы. Ветры в антициклоне преимущественно слабые, но на его периферии, особенно вблизи соседнего циклона, они усиливаются.

Значительные различия в характере погоды наблюдаются в подвижных и стационарных антициклонах.

В центральных частях подвижных антициклонов (I и II стадии развития), в связи с нисходящими движениями воздуха, преобладает малооблачная погода. Однако при большой влажности воздуха в холодную половину года под слоем инверсии могут возникать сплошные облака St и Sc. Как зимой, так и летом могут наблюдаться радиационные туманы.

На окраинах антициклонов наблюдаются условия погоды, в общих чертах сходные с условиями погоды в примыкающих секторах соседних циклонов.

Западная окраина антициклона примыкает к передней части следующего за ним циклона. Следовательно, здесь могут проявиться первые признаки теплого фронта – перистые и высоко-слоистые облака. В холодное полугодие в этом секторе антициклона часто

отмечаются St и Sc, которые могут достигать значительной высоты и сопровождаться зонами слабых осадков. В случае поступления сухого воздуха здесь наблюдается преимущественно ясная, относительно теплая погода с большой амплитудой суточного хода температуры, и развитием в дневные часы кучевых облаков.

Северная окраина антициклона обычно связана с теплым сектором соседнего циклона. Здесь в холодное полугодие часто наблюдается сплошная и значительная облачность St и Sc, иногда выпадают осадки из этих облаков или из системы As-Ns, связанной с фронтом соседнего циклона. Нередко отмечаются туманы. Летом наблюдается небольшое количество облаков верхнего яруса, в дневные часы могут развиваться кучевые облака.

Восточная окраина антициклона соприкасается с тыловой частью циклона. При неустойчивой воздушной массе здесь возникают Cu и даже Cb. В последнем случае выпадают ливневые осадки. Зимой в континентальных районах погода преимущественно ясная, морозная. Для этой части антициклона характерны сильные ветры северных направлений, бурная адвекция холода, зимой на морских акваториях – обледенение судов.

Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Здесь могут встречаться облака верхнего и среднего яруса, причем зимой из As иногда выпадает снег. На южной периферии антициклона зимой наблюдаются большие градиенты давления и сильные ветры, возможны метели.

В стационарных антициклонах погода характеризуется более однородным распределением температуры во всех его частях. Эти антициклоны вследствие их регенерации могут находиться длительное время над одним и тем же районом. Этот процесс сопровождается ростом давления, развитием нисходящих движений и образованием инверсий сжатия. Летом над континентом воздух в стационарном антициклоне прогревается, что обуславливает длительную, жаркую, сухую, малооблачную погоду. Часто эти антициклоны вызывают засуху на больших пространствах. Зимой в стационарных антициклонах температура понижается до $-30...-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в Якутии до $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ и даже ниже.

При разрушении стационарных антициклонов, когда они превращаются в несколько областей повышенного давления, с падением давления в них в теплом влажном воздухе часто развивается конвективная облачность с образованием гроз, характерно для лета.

4. ПОГОДА В ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ

Тропический циклон, определяемый Всемирной метеорологической организацией (ВМО, 1966) как «циклон тропического происхождения малого диаметра (несколько сотен километров) с минимальным давлением в центре, давление иногда менее 900 гПа, очень сильными ветрами и проливным дождем; сопровождается грозами. В нем обычно различают центральную область, или «глаз бури», с диаметром порядка нескольких десятков километров, слабым ветром и более или менее незначительной облачностью».

Тропические циклоны (ТЦ) зарождаются в тропиках над океанами (преимущественно между широтами 5–20° обеих полушарий). В зависимости от района образования тропические циклоны носят названия: в тропической зоне Тихого океана – тайфуны, в Атлантике – ураганы, вблизи 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 950–970 гПа, но зафиксированы значения до 900 гПа и ниже.

При прохождении тропического циклона возникают скорости ветра, не поддающиеся измерению. О них судят по разрушениям, остающимся после прохождения тропического циклона. В настоящее время скорость ветра вблизи центра тропического циклона вычисляется с помощью математических моделей тропических циклонов. Осадки тропических циклонов можно сравнить с водопадами, низвергающимися с неба. В открытом море тропические циклоны сопровождаются образованием волн высотой более 10 м, штормовыми нагонами.

Ежегодно на Земле развивается в среднем 70 тропических циклонов. Средняя продолжительность жизни – около 9 дней, максимальная – 4 недели. Тайфуны западной части Тихого океана составляют около 30 % от общей численности тропических циклонов.

Максимальная скорость ветра в наиболее мощных ТЦ достигает 90–100 м/с (т.е. 300–360 км/ч), минимальное давление у поверхности океана в центре вихря понижается до рекордно низких в метеорологии значений (абсолютный минимум – 870 гПа – был за-

фиксирован в супертайфуне Тип в октябре 1979 г.).

Климатология тропических циклонов определяется, прежде всего, основным источником, поддерживающим их существование – выделением скрытой теплоты конденсации влаги, что в максимальной степени происходит над тропическими океанами, причем там, где температуры их поверхности (T_0) наивысшие. Критическими значениями T_0 считаются значения 27–28°C.

В Северном полушарии ТЦ возникают, прежде всего, в следующих океанических областях: в Тихом океане – к востоку от Филиппинских островов и в южной части Южно-Китайского моря, в основном, с мая по ноябрь, а также к западу от Калифорнии и Мексики с июня по октябрь; в Атлантическом океане – к востоку от Малых Антильских островов и на востоке Карибского моря с июля по октябрь, к северу от Больших Антильских островов с июля по октябрь, в западной части Карибского моря в июне и с конца сентября до начала ноября, в Мексиканском заливе с июня по ноябрь и, наконец, у островов Зеленого Мыса с июля по октябрь; в Индийском океане – в Аравийском море в мае – июне и октябре – ноябре, а также в Бенгальском заливе с июня по ноябрь.

В Южном полушарии ТЦ зарождаются в Индийском океане – к востоку от Мадагаскара и северо-западнее Австралии с ноября по май, а в Тихом океане – в районе островов Новые Гебриды и островов Самоа с декабря по апрель.

В целом, следует заключить, что ТЦ образуются в тропической зоне между 4 и 30° широты (ближе к экватору, из-за недостаточной величины закручивающего момента, связанной с силой Кориолиса – ноль на экваторе – ТЦ образуются крайне редко). Наиболее часто ТЦ возникают между 10 и 15°.

Горизонтальные размеры ТЦ, определяемые радиусом последней замкнутой изобары, зависят от географического района, стадии развития и сезона. Тихоокеанские тайфуны – самые крупные из них, их диаметр, в среднем, составляет 600–800 км (для ураганов Атлантики – 400 км). По вертикали они простираются на всю тропосферу (до 15–18 км).

Схематически структура зрелого ТЦ представляет следующее (рис. 13). В нижнем слое атмосферы (толщиной 2–5 км) в циклоне воздух устремляется к центру, при этом ветер усиливается и достигает максимальных значений в узкой кольцеобразной зоне вокруг центра ТЦ, удаленной от него на 20–100 км. В зоне максимальных

ветров устанавливается приблизительное равновесие между силой барического градиента, направленной к центру циклона, и силами противоположной направленности: центробежной и Кориолиса (так называемой градиентный баланс). Не имея возможности двигаться дальше к центру ТЦ, воздух вытесняется вверх, образуя зоны конвекции с мощными кучево-дождевыми облаками, перенося с собой количество движения, тепло и влагу. В верхней тропосфере воздух отклоняется от центра наружу, образуя слой оттока, в котором переносится завеса (или «щит») перистых облаков. Отток концентрируется вблизи изобарической поверхности 150 гПа. В отличие от нижнего слоя, циркуляция здесь совершенно асимметрична, а по направлению становится антициклонической.

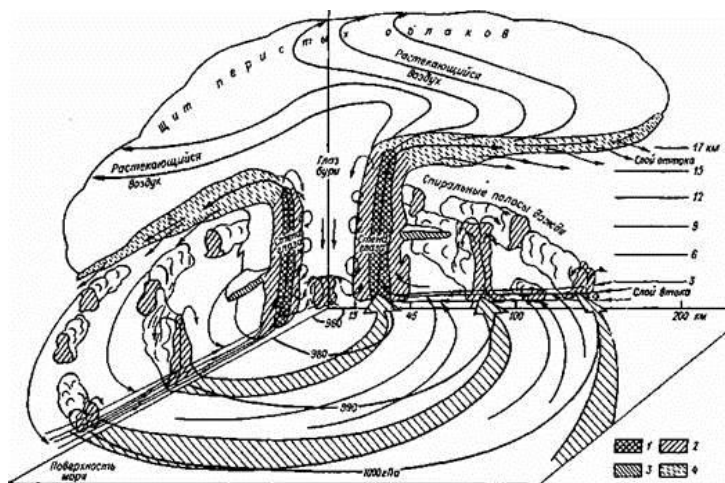


Рис. 13. Схема структуры зрелого тропического циклона (Руководство..., 1986). 1 – башни кучевых облаков в глазе бури; 2 – конвективные облака; 3 – высокослоистые облака; 4 – перистые облака

Внутри и вблизи зоны максимальных ветров формируется «глаз бури» (самая внутренняя, обычно свободная от облаков зона ТЦ диаметром от 5 до 50 км), с окружающей его «стеной» облачности. Глаз образуется в ТЦ не всегда, а только лишь тогда, когда давление в центре на уровне моря p_0 падает ниже 985 гПа и максимальная скорость ветра превышает 23–25 м/с. В этой зоне наблюдаются мощные нисходящие движения воздуха, значительно по-

вышающие температуру воздуха, отсутствие облачности и осадков, слабые ветры.

Другой характерной структурной особенностью ТЦ являются спиральные полосы кучево-дождевых облаков и дождя, движущиеся против часовой стрелки в Северном полушарии вокруг центра ТЦ (рис. 14).



Рис. 14. Облачная система хорошо развитого тропического циклона

Вблизи центра тропического циклона градиент давления может составлять 60 гПа на 100 км, а иногда до 20 гПа на 20 км.

Наибольшая скорость ветра в движущемся тайфуне наблюдается в правых (по отношению к направлению перемещения) квадрантах, где скорость в системе самого ТЦ складывается со скоростью фоновых потоков. Максимум скорости ветра наблюдается на высоте около 1 км, скорость ветра на уровне флюгера (10 м над уровнем поверхности земли) составляет около 70% от этой величины.

Кинетическая энергия ТЦ, по ряду независимо произведенных оценок (Добрышман, 1994; Голицын, 1997) имеет порядок 10^{18} Дж (атомный бомбовый эквивалент принят $8,4 \cdot 10^{14}$ Дж).

Говоря о движении тайфунов (как и всех ТЦ вообще), следует сказать, что оно в большой степени определяется тремя основными факторами: взаимодействием между фоновым потоком и самим вихрем, изменением параметра Кориолиса с широтой (т.н. «эффект Россби») и трением о подстилающую поверхность. Имеет место

тенденция к перемещению ТЦ в области с более теплой поверхностью воды. ТЦ обоих полушарий обычно смещаются из более низких в более высокие широты. В отдельных (довольно редких) случаях при возникновении петлеобразных траекторий, тайфун или ураган в течение определенного периода может двигаться и по направлению к экватору.

Тропические циклоны проходят в своем развитии (эволюции) несколько стадий.

Стадия формирования – циклон в этой стадии называют *тропической депрессией* (TD, максимальная скорость ветра $v_m < 17$ м/с, но ≥ 15 м/с). Ее начало отождествляется с образованием системы, обладающей на приземной карте одной или несколькими замкнутыми изобарами; давление на уровне моря может понизиться до 1000 гПа.

Стадия развивающегося циклона – это соответствует в принятой терминологии понятию *тропический шторм* (TS, $17 \text{ м/с} \leq v_m \leq 24 \text{ м/с}$) или *сильный тропический шторм* (STS, $25 \text{ м/с} \leq v_m \leq 32 \text{ м/с}$). Эта стадия может продолжаться несколько суток, но иногда носит и «взрывной» характер, когда за 12 ч возникает хорошо выраженный вихрь с глазом бури. Разрозненные очаги облаков и осадков образуют систему узких полос дождя, сходящихся у центра, но охватывающих еще небольшую область. ТЦ прослеживается до изобарической поверхности 500 гПа, иногда 300 гПа.

Стадия зрелого циклона, т.е., *тайфуна* (TY) или *урагана* (Hr). Теперь $v_m \geq 33$ м/с, давление в центре ТЦ сначала достигает минимального значения, а затем начинает увеличиваться. Система циркуляции в этой стадии, которая может существовать неделю, расширяется по площади. Радиус циклона достигает максимальных размеров, характерных для той или иной акватории; ТЦ прослеживается вплоть до тропопаузы (~ 100 гПа). В западной части Тихого океана тайфун с $v_m > 50\text{--}65$ м/с (разные значения в разных прогнозистических центрах) иногда называют *супертайфуном*. Число таких супертайфунов за всю историю наблюдений весьма невелико.

Стадия затухания или трансформации в полярно-фронтальной циклон. Заполнение ТЦ происходит при выходе на сушу, в зону низких температур поверхности океана или при больших вертикальных сдвигах ветра. Все эти факторы связаны с уменьшением притока энергии (тепла и влаги) с поверхности, а при выходе на сушу – с увеличением трения о подстилающую поверхность. По

мере продвижения по обратной ветви траектории к северо-востоку в Северном полушарии ТЦ либо регенерируют на полярном фронте и, постепенно утрачивая специфические «тропические» черты, превращаются в циклоны умеренных широт с давлением в центре 950–960, а иногда до 1000 гПа, либо заполняются. Пример траекторий тайфунов см. на рис. 15. Скорость ветра при трансформации ТЦ ослабевает, однако осадки могут даже усилиться, оставаясь, как правило, значительно более сильными, чем во внетропических циклонах, а охватываемая ими зона значительно расширяется.

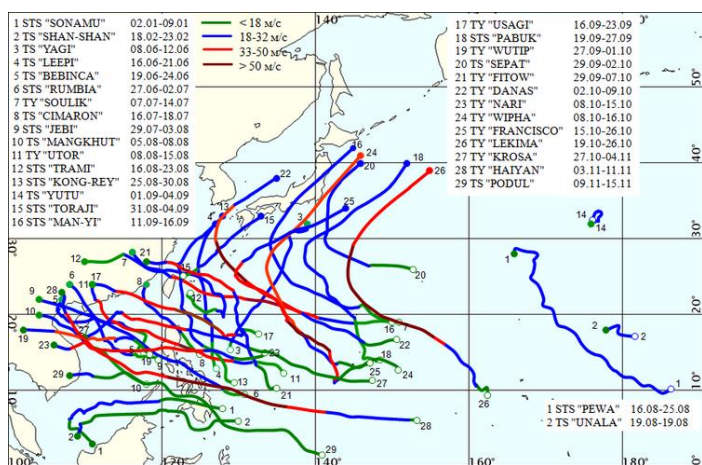


Рис. 15. Траектории тропических циклонов северо-западной части Тихого океана в 2013 г. (данные с http://www.weather.unisys.com/hurricane/w_pacific/2013/index.php)

Информация о параметрах тропических циклонов северо-западной части Тихого океана поступает от Японского метеорологического агентства (ЈМА) и от Объединенного центра предупреждения о тайфунах США (ЈСWТ, о. Гуам) в виде синоптических карт, картированных предупреждений о тайфунах, текстовых штормовых оповещений.

Технологии определения параметров тайфунов в Японском метеорологическом агентстве и в Объединенном центре предупреждения о тайфунах США различны. Это приводит к тому, что передаваемая информация о тайфунах существенно отличается. Например, давление в центре тайфуна Herb (9609) по данным Японского метеорологического агентства, Центрального бюро по-

годы на Тайване и Объединенного центра предупреждения о тайфунах США отличалось на 20-35 гПа в период максимального развития циклона.

Оценка положения центра определяется достаточно точно (несколько десятков км), особенно при выходе центра на сушу. До 30 км определение точности принято считать отличным. Хуже всего местоположение определяется для ТЦ на ранних стадиях развития. Давление в центре в настоящее время определяется с точностью до 5 гПа, максимальный ветер до 5 м/с.

Наибольшие размеры тропические циклоны имеют в октябре, наименьшие – в марте. Средний радиус сильных ветров в эти месяцы составляет 300 морских миль (556 км) и 145 (около 270 км), соответственно.

Почти 2/3 (63%) всех тропических циклонов к югу от 44° с. ш., находясь еще в стадии тропического шторма или тайфуна, имеют радиус сильных ветров (более 15 м/с) более 200 морских миль (370 км). Более 14% имеют размеры в момент максимального развития близкие к размерам самых глубоких внетропических циклонов. Радиус сильных ветров у таких ТЦ бывает больше 400 морских миль (более 740 км), у 5,8% ТЦ зона сильных ветров превышает 500 морских миль.

Радиус ураганного ветра (33 м/с и более) в ТЦ значительно меньше, чем радиус сильного ветра, зачастую он не превышает 80 морских миль. В октябре-ноябре зоны ураганных ветров имеют максимальные размеры – 110 морских миль (более 200 км). Наибольших размеров радиус ураганных ветров зафиксирован в тропическом циклоне № 9119 – 280 морских миль (518 км). Важно заметить, что такой ветер в зоне тропического циклон MIREILLE (9119) отмечался в Японском море (43,5 с.ш. и 141,7 в. д. – западное побережье о-ва Хоккайдо), когда циклон еще находился в стадии тайфуна. При этом, радиус сильных ветров был всего 350 морских миль (648 км).

Максимальная скорость ветра в тропическом циклоне при развитии над океанами может достигать 90–100 м/с.

Во многих тайфунах ветер почти симметричен относительно оси вращения вихря, по крайней мере, на первой стадии развития в радиусе 300–400 км.

В настоящее время Японским метеорологическим агентством составляется прогноз ветра в тайфуне на различные сроки заблаго-

временности (рис. 16). Прогноз дан с суточной заблаговременностью.

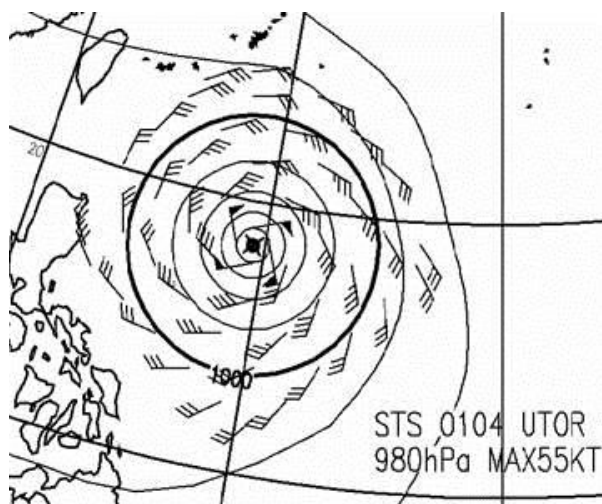


Рис. 16. Прогноз ветра на 3.07.2012 ВСВ в зоне тайфуна Утор от ЈМА
(Японского метеорологического агентства)

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Гордиенко А.И. Гидрометеорологическое обеспечение судоходства: учебник для вузов / А.И. Гордиенко, В.В. Дремлюг. – М.: Транспорт, 1990. – 240 с.
2. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. Часть 1. <http://www.dvfu.ru/meteo/book/Synoptic/> – 2005.
3. Дремлюг В.В. Навигационная гидрометеорология: учебник для вузов / В.В. Дремлюг, Л.С. Шифрин. – 2-е изд. перераб. и доп. – М.: Транспорт, 1978. – 304 с.
4. Мезенцева Л.И. Практикум по гидрометеорологическому обеспечению судоходства и промысла: учеб.-метод. пособие / Л.И. Мезенцева, В.П. Тунеголовец. – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2010. – 275 с.
5. Пермяков М.С. Необходимые условия развития тропического циклона // Метеорология и гидрология.–1992.– № 7. – С.54–60.
6. Риль Г. Климат и погода в тропиках / Перевод с англ. И.Г. Ситникова, А.П. Хаина. Под ред. М.А. Петросянца – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 605 с.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 702 с.
8. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 2. Вып. 5. Дальний Восток. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 176 с.
9. Тунеголовец В. П. Навигационная гидрометеорология. Часть 1. Метеорология: учеб. пособие / В.П. Тунеголовец, Н.А. Дашко, А.А. Иванова. – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2004. – 186 с.