

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

Е.А. Полянская

Синоптические процессы  
Восточной Сибири и Дальнего Востока

Учебное пособие, часть 1

Для студентов специальности «метеорология» и бакалавров  
по направлению 280400 «Прикладная гидрометеорология»

Саратов  
2011

УДК 551.589

Учебно-методическое пособие содержит материалы курса «Региональная синоптика», посвящённые Восточной Сибири и Дальнему Востоку России. В нём рассмотрены вопросы метеорологического освоения Сибири и Дальнего Востока, выделения регионов, мезорегионов и некоторые синоптические процессы.

Учебное пособие предназначено для студентов университетов, обучающихся по специальности «Метеорология» и бакалавров по направлению 280400 «Прикладная гидрометеорология»

<b>Содержание</b>	<b>Л</b>
1. Метеорологическое освоение Сибири и Дальнего Востока	4
2. Определение границы между Восточной Сибирью и Дальним Востоком	7
3. Выделение мезорегионов в Восточной Сибири	10
4. Синоптические процессы Восточной Сибири	13
4.1 Воздействие зимнего азиатского антициклона	13
4.2 Орографический циклогенез в Минусинской котловине	18
4.3 Частный циклогенез в Минусинской котловине	20
5. Выделение мезорегионов на Дальнем Востоке	22
6. Общая характеристика муссонной циркуляции	26
7. Синоптические процессы Дальнего Востока	27
7.1 Зимний охотскоморский циклон	28
7.2 Зимний вынос масс морского воздуха на континент	32
7.3 Летний антициклогенез в районе Охотского моря	35
7.4 Летняя циклоническая деятельность над бассейном Амура	38
7.5 Выход тропических циклонов	42
Список использованных источников	48

## 1 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСВОЕНИЕ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Первая сеть метеорологических станций на территории от Волги до рек Лены и Аргуни была создана в период Великой Северной Экспедиции (1732-1743 гг.), которую возглавлял Витус Беринг. Непосредственно метеорологической частью экспедиции руководили натуралист Иоганн Гмелин и астроном Людовик Делиль. Экспедицией были открыты метеорологические станции в Казани, Свердловске (ныне Екатеринбурге), Тобольске, Ямышеве, Енисейске, Томске, Туруханске, Иркутске, Якутске, Селенгинске, Нерчинске и в Аргуньских серебряных коях (район, где в настоящее время находится Нерчинский завод). Все эти 12 станций в производстве наблюдений руководствовались инструкцией экспедиции. Судьба этой сети была тесно связана с судьбой самой Северной экспедиции, которая закончила свои работы в 1743 году. Вскоре прекратила свое существование и созданная ею сеть метеорологических станций. В результате накопленных наблюдений уже в XVIII в. оказалось возможным получить представление о климате громадной территории до тех пор совершенно неисследованной [1].

В 1787-1795 году производились первые метеорологические наблюдения в Охотске, в 1820-1823 годы – Усть-Янске и Нижне-Колымске, в 1828-1830 годы – в Петропавловске - на- Камчатке, Чите, Петровском заводе и возобновлены наблюдения в Иркутске и Якутске.

1838-1839 годы являются второй после Великой Северной экспедиции знаменательной вехой в истории метеорологических наблюдений в Сибири. В эти годы начаты регулярные метеорологические наблюдения в Барнауле и Нерчинском заводе, давшие нам самые длинные ряды наблюдений нашей Родины. С этого времени в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке начали создаваться новые станции. Так, в 1842-1843 гг. возобновлены наблюдения в Петропавловске-на-Камчатке и в Охотске, в 1844г. начаты наблюдения в Аяне, в 1854-1856 гг. производились наблюдения в Николаевске –на–Амуре, а в 1858-1859гг.–бухте Ольга. В 1860-1861 гг. произведены первые наблюдения в только что основанном Владивостоке, а с 1872г. здесь уже начаты регулярные наблюдения. В 60-70-х годах XIX в. в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке регулярно работало около 30 метеорологических станций.

С Великой Северной экспедиции до начала последней четверти XIX в. по Восточной Сибири и Дальнему Востоку был накоплен минимум фактических материалов метеорологических наблюдений, на базе которых были созданы замечательные работы А.И. Воейкова об атмосферной циркуляции и о климате области муссонов Восточной Азии .

Материалов метеорологических наблюдений, собранных по Восточной Сибири и Дальнему Востоку, вместе с накопленными материалами

наблюдений по другим районам оказалось достаточно для создания в 1884 г. А.И. Воейковым классического произведения “Климаты земного шара, в особенности России”.

В последней четверти XIX в. на Дальнем Востоке началось дальнейшее развитие сети метеорологических станций вначале по линии морского ведомства, а затем министерства путей сообщения.

В 1900-х годах в связи с проведением восточной части транссибирской железнодорожной магистрали наметились существенные изменения в экономическом и культурном развитии Восточной Сибири и Дальнего Востока. К этому времени относится наиболее значительный для всего дореволюционного периода рост сети метеорологических станций в этих краях. В метеорологическом изучении Восточной Сибири, так же, как и Дальнего Востока в то время больше всего были заинтересованы два ведомства- Министерство путей сообщения и Переселенческое управление. Первое создавало сеть главным образом при крупных железнодорожных станциях, второе – в районах новых расселений, преимущественно в местах, пригодных для сельского хозяйства. Так, например, за 15 лет, с 1895 по 1910гг., сеть метеорологических станций на территории Читинской области возросла с 4 до 33 станций, а на Дальнем Востоке к открытию Владивостокской метеорологической обсерватории (начало 1913г.) уже насчитывалось 94 станции II разряда.

Материалы наблюдений за последнюю четверть XIX в. и за первые 15 лет XX в. позволили выполнить ряд новых фундаментальных исследований по климатографии нашей Родины и, в частности, по восточным районам ее. К таким исследованиям следует, прежде всего отнести “Климатологический атлас Российской Империи”, составленный по материалам наблюдений по 1895 г. включительно, оригинальную работу А.Яхонтова о бурях оз. Байкал, работу А.В.Вознесенского о климатических особенностях Байкала и, наконец, работу А.В.Вознесенского и В.Б.Шостаковича по систематизации основных данных для климата Восточной Сибири.

С первых лет организации Метеорологического бюро Амурского района (1912г.) в нем развернули кипучую исследовательскую деятельность М.И. Сумгин и П.И. Колосков. Уже к 1916 г. ими был выполнен ряд исследований по изучению климата и микроклимата Амурской области. В работе Сумгина показано географическое распределение вечной мерзлоты в Амурской области, а работы Колоскова посвящены изучению влияния распашки целинных почв на их температуру и влияние рельефа на климат в условиях Амурской области. Как первые, так и последующие работы этих исследователей характерны практической целенаправленностью. В исследованиях Колоскова климат и микроклимат чаще всего изучаются в связи с требованиями сельского хозяйства, а в работах Сумгина исследования вечной мерзлоты проводятся с учетом требований всевозможных видов строительства.

В годы гражданской войны и интервенции (1918-1922) сеть метеорологических станций в Сибири и на Дальнем Востоке сильно

пострадала. Позже потребовалось несколько лет напряженной работы для полного восстановления сети до уровня 1916 г. Лишь к концу 20-х годов была полностью восстановлена сеть метеорологических станций.

В 20-х годах XX в. Колосков П. И. и Сумгин М.И. продолжали начатые ими ранее исследования по Амурской области, а затем и по другим районам Восточной Сибири и Дальнего Востока. В работах Колоскова продолжено исследование влияния рельефа на климат и проведено первое климатическое районирование Дальневосточного края применительно к нуждам сельскохозяйственного производства. Сумгин свел в единую сводку все то, что было известно до него и сделано им самим в деле изучения вечной мерзлоты в нашей стране.

Одновременно с этим большие работы по выявлению погодных и климатических характеристик дальневосточных морей были проведены гидрографами-геодезистами Б. В. Давыдовым и Н.Н. Владимирским .

В эти же годы М. М. Партанский составил климатические описания некоторых районов Дальнего Востока. Среди этих работ наибольшую известность получила книга «Климат Владивостока», при составлении которой автор использовал весь ряд наблюдений во Владивостоке, начиная с 1872г. В этой книге показаны все наиболее характерные особенности климата Владивостока и рассмотрены климатические условия этого района в сравнении с климатическими условиями некоторых европейских пунктов, находящихся на той же широте.

В 1931-1932 гг. вышли в свет фундаментальные труды А.А.Каменского и Е.С. Рубинштейн. В этих работах было использовано все то, что накопила отечественная климатология к тому времени (богатейший фактический материал наблюдений и почти вековой опыт методики климатологической обработки метеорологических наблюдений). При составлении атласов Каминский и Рубинштейн использовали наблюдения многих станций Восточной Сибири и Дальнего Востока. Это дало возможность вскрыть основные закономерности в распределении и годовом ходе рассмотренных метеорологических величин (элементов) – давления воздуха и ветра, средних месячных температур воздуха. Этими атласами и сегодня еще пользуются все, кому необходимо знать режим давления воздуха, ветра и температуры воздуха в восточных районах страны.

Развитие народного хозяйства и дело обороны страны привели к новым требованиям в области метеорологического обслуживания – к обеспечению прогнозами погоды. Возникла необходимость в организации Бюро погоды в наиболее важных центрах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Хорошо поставленное к этому времени дело радиофикации страны обеспечило технику связи вновь открываемых Бюро погоды. Так были организованы Бюро погоды в Иркутске (1929г.), во Владивостоке (1930г.), в Чите и Хабаровске (1932г.), во Владивостоке (1930), в Магадане и в Петропавловске -на- Камчатке (1934г.)

Возникновение служб погоды на Дальнем Востоке следует отнести к 1911г., тогда же начали составлять штормовые предупреждения в Морской обсерватории, организованной морским ведомством во Владивостоке. С этого

времени началось интенсивное развитие Службы погоды на востоке нашей Родины и начали создаваться фонды научных архивов Бюро погоды.

В 30-х годах начался бурный рост сети метеорологических станций и шаропилотных пунктов. В отличие от прошлого времени станции стали открываться в соответствии с разработанными планами зачастую в труднодоступных (северных, горных, таежных ) районах. В середине 30-х годов началось регулярное радио и самолетное зондирование атмосферы в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

В годы Великой Отечественной войны строительство сети гидрометеорологических станций в дальневосточном районе не прекратилось, а наоборот, еще более возросло. С начала 40-х годов продолжается непрерывный рост сети метеорологических станций, аэрологических пунктов, специальных и высокогорных станций. Так, в 1957 году в одном Приморском крае насчитывалось 59 метеорологических станций, из которых 4 высокогорных и среднегорных, 9 шаропилотных пунктов и 3 пункта радиозондирования атмосферы.

Позже, в 50-х годах, на базе обсерваторий и бюро погоды были созданы региональные научно-исследовательские гидрометеорологические институты во Владивостоке, Алма-Ате, Киеве, Ташкенте. Это способствовало дальнейшему развитию исследований в области региональной синоптики.

К тому времени достаточно четко определились районы, в которых систематически и последовательно изучаются местные региональные условия атмосферных процессов: Российский сектор Арктики и Субарктики, Украина и Молдавия, Прибалтийские республики и Белоруссия, Юго-восток Европейской части России (включая Среднее и Нижнее Поволжье), Кавказ и Закавказье, Средняя Азия, Казахстан, Урал и Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Дальний Восток.

Результаты исследований по региональной синоптике России, в значительной мере нашедшие применение в оперативной работе органов службы погоды, были систематизированы в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды» [2].

## **2 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ВОСТОЧНОЙ СИБИРЬЮ И ДАЛЬНИМ ВОСТОКОМ**

Обширная территория Восточной Сибири простирается с запада на восток от долины реки Енисея до бассейнов рек Лены, Алдана, Яны, Индигирки и Колымы и с севера на юг от побережья Северного Ледовитого океана до государственной границы России с Монголией. Она включает в себя Красноярский край, республики Тыву, Якутию, Бурятию, Иркутскую и Читинскую области.

Восточная Сибирь представляет собой обширную страну с весьма разнообразным рельефом и своеобразным климатом. На ее территорию, находящуюся в большом удалении от Атлантического океана и огражденную от Тихого океана рядом горных хребтов, в нижние слои тропосферы почти не

поступает ни атлантический, ни тихоокеанский воздух. Открытость территории с севера способствует проникновению арктического воздуха. Относительно благоприятны условия и для поступления воздушных масс с Казахстана и юга Западной Сибири.

На востоке Восточная Сибирь граничит с Дальним Востоком.

Сопоставляя карту распределения среднего многолетнего давления и ветра в июле по Сибири и Дальнему Востоку с физической картой этой же территории, нетрудно видеть, что наибольшая повторяемость генерального направления летнего муссона распространяется до водораздела бассейнов Северного Ледовитого океана и Тихого океана. К западу от этого водораздела на всей обширной территории Восточной Сибири (включая восточную часть Якутии и все Забайкалье) климатические условия имеют очень много общих черт, характерных для континентального климата, обусловленного соответствующими факторами, в том числе довольно сложными для всех районов Восточной Сибири условиями циркуляции. К востоку от водораздела вся территория – от южной части Чукотского полуострова до южных границ Приморского края – входит в область муссонов Дальнего Востока и характеризуется многими общими для всей этой части Азии характерными особенностями циркуляции атмосферы и климата.

Учитывая особенности повторяемости направлений летних муссонов, В.Л.Архангельский в работе [3] провел генеральную границу между восточносибирским и дальневосточным макроциркуляционными регионами (рис.1). Она проходит по водоразделу между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов (через восточную половину Чукотского (Анадырского) хребта, через северную часть Анадырского плоскогорья, через Колымский хребет, через юго-восточные отроги Верхоянского хребта, через хребет Джугджур, через Становой хребет). Нарушение этого условия имеется лишь в районе большой излучины Амура, где граница пересекает Амур и далее к югу проходит по Большому Хингану. Таким образом, бассейны рек Ингода, Онон, Шилка и Аргунь оказываются в восточносибирском регионе.

Для обоснования определения такого положения границы в качестве примера различий в годовом ходе таких важных метеоэлементов, как атмосферные осадки и температура воздуха в двух смежных макроциркуляционных регионах, показан годовой ход осадков и температуры по двум группам станций, расположенным на одних широтах в каждой группе в восточносибирском и дальневосточном регионах. Это станции Иркутск - Чита - Погиби ( $\varphi \approx 52^\circ$  с. ш.) и Токо - Усть - Камчатск ( $\varphi \approx 56^\circ$  с. ш.). На рис. 1 показана граница между восточносибирским и дальневосточным макроциркуляционными регионами и годовой ход осадков и температуры на станциях Иркутск, Чита. Погиби, Токо и Усть - Камчатск [2].

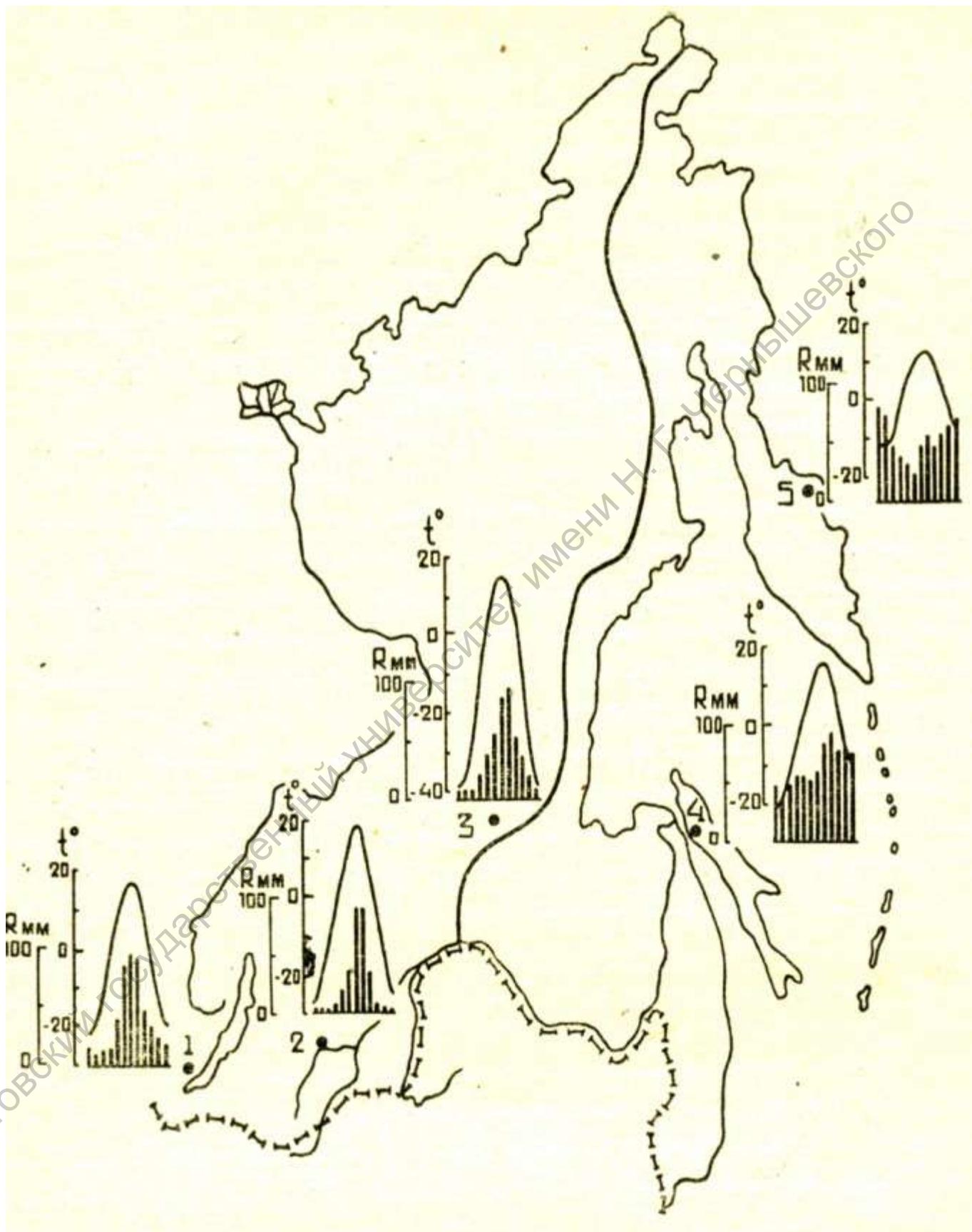


Рис. 1. Граница между восточносибирским и дальневосточным макроциркуляционными регионами и годовой ход осадков и температуры по станциям: 1 – Иркутск, 2 – Чита, 3 – Токио, 4 – Погиби, 5 – Усть-Камчатск

Восточносибирский макроциркуляционный регион на этом рисунке представлен станциями Иркутск, Чита (φ ≈52°с. ш.) и Токо (φ ≈56°с. ш.). Район центрального Забайкалья является одним из типичных в погодноклиматическом отношении для всего огромного региона. Через центральное Забайкалье проходит ось северо-восточного отрога зимнего антициклона. Циркуляционные факторы обуславливают почти полное отсутствие осадков в холодное полугодие и вообще небольшое годовое количество осадков и очень большие годовые амплитуды температуры. На рис. 1 этот район представлен данными по пункту Чита (годовая норма осадков 335 мм, годовая амплитуда температуры 46°).

На юго-восточной окраине Якутии на северных склонах восточной части Станового хребта в районе Токо (φ ≈56°с. ш.) годовой ход осадков такой же, как и в центральном Забайкалье, но количество их немного больше, чем в Чите (годовая норма осадков в Токо 420 мм), а годовая амплитуда температуры достигает 55°.

Дальневосточный регион на рис. 1 представлен станциями Погиби и Усть – Камчатск. Климат северной части Сахалина существенно отличается, как от материковых условий, так и от океанических. Количество осадков здесь в течение года распределяется почти равномерно и достигает 800 мм. Годовая амплитуда температуры довольно значительна: в Погиби, примерно, такая же, как и в Иркутске (36-38°).

Климат восточного побережья Камчатки – типичный океанический: здесь (в районе Усть-Камчатска) большая часть осадков приходится на холодное полугодие при годовой норме 650-700 мм; годовая амплитуда температуры 25°.

Таким образом, распределение величин годового хода атмосферных осадков и температуры воздуха в Восточной Сибири и Дальнем Востоке подтверждают правильность проведения границы между этими соседними макроциркуляционными регионами.

### **3 ВЫДЕЛЕНИЕ МЕЗОРЕГИОНОВ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

Четко выраженные своеобразные черты циркуляции в комплексе со своеобразными условиями подстилающей поверхности позволяют выделить в Восточной Сибири четыре мезорегиона:

- юго-западную часть Восточной Сибири,
- Прибайкалье,
- Забайкалье;
- северо-восточную часть Восточной Сибири.

В первый мезорегион в юго-западную часть Восточной Сибири входят Минусинская котловина, верховья Енисея, Тувинская котловина, Западные и Восточные Саяны.

Над территорией Минусинской впадины в летний период при определенных синоптических положениях наблюдается образование частных циклонов, с которыми обычно связаны довольно интенсивные осадки. Этот процесс будет подробнее изложен ниже в разделе: 4.3 «Частный циклогенез в Минусинской котловине» [2].

Тувинская котловина окружена горными хребтами Саян с севера и востока, отрогами Алтая с запада и хребтом Тану-Ола с юга. В отличие от соседней Минусинской котловины, которая с северной стороны является более открытой в сторону Западно-Сибирской низменности, Тувинская котловина почти совсем изолирована от соседних районов окружающими ее довольно высокими хребтами. Центральная пониженная часть котловины имеет абсолютные высоты 500-800 м, а вершины окружающих ее гор поднимаются до 2000-2500 м. Это обстоятельство имеет существенное значение для объяснения ряда характерных особенностей погоды, наблюдающихся здесь.

Например, преобладание здесь зимой области высокого давления создает благоприятные условия для радиационного охлаждения приземного слоя воздуха. Поэтому уже с осени в Тувинской котловине происходит скапливание и застой довольно выхоложенного воздуха, который заполняет котловину до уровня окружающих её гор, образуя своего рода «озеро» холодного воздуха. Этим и объясняется та низкая температура воздуха в приземном слое, которая наблюдается здесь зимой.

Низкая температура обуславливает большую плотность и устойчивость пленки выхоложенного воздуха в Тувинской котловине. Стабильности пленки способствует также изолированность котловины, поэтому пленка удерживается здесь в течение всей зимы. Для Тувинской котловины зимой характерна довольно мощная инверсия температуры, начинающаяся от поверхности земли до уровня 2000 м. Превышение окружающих гор над дном котловины приближенно также равно этой величине, то есть слой инверсии имеет толщину, примерно равную высоте горных хребтов, окружающих котловину. Зимой фронты как теплые, так и холодные, смещающиеся над этой территорией, скользят по верхней границе пленки выхоложенного воздуха, и их прохождение не сопровождается обычно какими-либо резкими изменениями погоды. Тувинскую котловину зимой заполняет стационарная воздушная масса.

Наличие почти двухкилометрового слоя воздуха, имеющего в общем более низкую температуру по сравнению с температурой воздуха окружающих районов, сказывается и на величине средней температуры нижнего пятикилометрового слоя атмосферы над данным районом. Это находит свое выражение в понижении величины относительного геопотенциала на карте  $OT_{500/1000}$ , вследствие чего на этой карте появляется локальный «очаг холода» над Тувой.

Немало интересных явлений в режиме погоды обнаружено во втором мезорегионе – Прибайкалье, вследствие влияния на ход атмосферных процессов огромного водоёма и комплекса окружающих его гор. Озеро

Байкал оказывает большое влияние на распределение температуры и давления воздуха.

В течение апреля-августа на побережье Байкала значительно холоднее, чем на некотором удалении от него. Наибольшая разница в средних месячных температурах воздуха на побережье Байкала и в некотором удалении от него бывает в июле. Разница между средними июльскими температурами в районах Иркутска, Улан-Удэ и побережья Байкала достигает 6-8°.

В период с октября по март средние месячные температуры воздуха на Байкале значительно выше, чем в Иркутске и Улан-Удэ. Так, в декабре эта разница достигает 7-10°.

Разительный контраст в температурном режиме Прибайкалья и сравнительная ограниченность зоны «сферы влияния» озера во многом обязаны рельефу. Горные хребты Приморский, Хабар-Дабан, Баргузинский и др., препятствуют свободному переносу воздушных масс в нижних слоях атмосферы в этом районе.

На средних месячных картах давления воздуха в июне-июле над Байкалом давление воздуха на 1-2 гПа выше, а в декабре – на 4-5 гПа ниже, чем в Иркутске и Улан-Удэ.

Если на климатических картах так хорошо отражается влияние Байкала на распределение и ход отдельных метеорологических элементов, то в повседневной «жизни» атмосферы – это влияние усматривается значительно лучше. Так, например, в практике службы погоды Восточной Сибири хорошо известны многочисленные случаи образования частных барических депрессий термического происхождения в районе Байкала поздней осенью и в первую половину зимы (до ледостава). Также известны случаи обострения фронтов и углубления циклонов в этих местах. Бывают случаи образования орографических фронтов с последующим развитием волновых возмущений и циклонов на них.

Все это подтверждает обоснованность выделения Прибайкалья в регион с характерными, присущими только ему мезоциркуляционными процессами.

Мезоциркуляционные процессы третьего мезорегиона – Забайкалья - в течение большей части года (холодной) обуславливаются воздействиями северо-восточного отрога азиатского антициклона. В летние месяцы на этот мезорайон оказывает северо-западная периферия летней депрессии, расположенной над северо-восточными районами Китая. Обоснование выделения Забайкалья в мезорегион по циркуляционным признакам дано в [4].

В четвертом мезорегионе северо-восточной части Восточной Сибири над бассейнами Яны, Индигирки, Колымы с октября по апрель преобладает устойчивая область высокого давления с центром климатического максимума над верховьями Индигирки. Здесь же наблюдаются самые низкие на Европейско-Азиатском материке температуры воздуха в приземной части пограничного слоя. Лишь с июня по сентябрь над верховьями Яны и Индигирки вырисовывается незначительный локальный очаг пониженного атмосферного давления. В комплексе со сложной подстилающей

поверхностью эти циркуляционные факторы обуславливают многие своеобразные условия в развитии мезоциркуляционных процессов на крайнем северо-востоке Восточной Сибири.

## **4 СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

Для Восточной Сибири наиболее характерны следующие типы синоптических процессов, участвующие в формировании погоды и климата этого региона:

- I - циклоническая деятельность на арктическом фронте,
- II - воздействие арктических антициклонов,
- III - воздействие зимнего азиатского антициклона,
- IV - циклоническая деятельность на полярном фронте,
- V - орографический циклогенез в южном Прибайкалье,
- VI - частный циклогенез в Минусинской котловине.

Кроме вышеназванных процессов на Восточную Сибирь оказывают влияние такие процессы, как зимний вынос масс морского воздуха на континент, летняя циклоническая деятельность над бассейном Амура. Но эти процессы будут рассмотрены ниже, так как они наиболее характерны для региона Дальнего Востока.

Условия циркуляции атмосферы над Восточной Сибирью существенно меняются в зависимости от сезона года.

### **4.1 Воздействие зимнего азиатского антициклона**

Зимой основным барическим образованием у поверхности земли является III тип – азиатский антициклон. В литературе можно встретить и такие его названия как сибирский, монгольский. Если от месяца к месяцу проследить за районом формирования азиатского антициклона, то можно обнаружить, что существуют и монгольский, и восточносибирский, и казахстанский самостоятельные антициклоны, но в период с сентября по апрель они объединяются посредством отрогов и образуют над азиатской территорией обширную область высокого давления с отдельными центрами и определенным местоположением их формирования и стационарирования.

Зимний азиатский антициклон - сезонный центр действия атмосферы. Роль этого барического центра является ведущей не только в собственно холодное полугодие (с октября по март); процессы переходных сезонов - осени и весны - во многом предопределяются условиями формирования и разрушения этого центра действия атмосферы. Поэтому, рассматривая зимний азиатский антициклон, следует иметь в виду, что процессы формирования, стабилизации и разрушения его в какой-то значительной мере охватывают, по крайней мере, восемь месяцев (сентябрь - апрель).

Исследования В.А. Архангельского [5]. показывают, что из циркуляционных факторов, участвующих в формировании этого центра действия атмосферы, наибольшее значение имеют следующие процессы, способствующие накоплению массы воздуха в Восточной Сибири и в Центральной Азии в холодное время года:

- 1 - северо-западные вторжения,
- 2 - воздействие отрогов субтропического (азорского) максимума,
- 3 - северные и северо-восточные вторжения,
- 4 - вынос масс морского воздуха в средней и верхней тропосфере с дальневосточных морей,
- 5 - воздействие стратосферного алеутского антициклона,
- 6 - усиление зимнего азиатского антициклона под влиянием орографических воздействий.

Кратко охарактеризуем участие каждого из этих факторов в формировании зимнего азиатского антициклона.

1. Основной арктический фронт в сибирском секторе Арктики в начале осени в среднем находится в районе южной части Карского моря, полуострова Таймыр, южной части моря Лаптевых и далее на восток вдоль северных берегов Сибири. В результате циклонической деятельности на этом фронте тыловые вторжения в виде заключительных антициклонов, сформированных в арктическом воздухе, перемещаются на юго-восток, на территорию Восточной Сибири.

Этот путь вторжения арктического воздуха через Северный Урал и Западную Сибирь в Восточную Сибирь наиболее характерен для начальной и конечной стадии развития зимнего азиатского антициклона, то есть для осеннего и весеннего периодов. Проникая в осеннее время на территорию Восточной Сибири, арктический воздух первые дни существует в виде небольших антициклонических центров. С уменьшением дневной инсоляции все медленнее происходит прогревание и трансформация холодного воздуха, и все длительнее становятся периоды существования ядер высокого давления. В конце концов, с середины и второй половины осени (обычно со второй половины октября) наступает такой момент, когда периоды между поступлением в южные районы Восточной Сибири отдельных центров высокого давления становятся короче тех периодов, что необходимы для полного разрушения ранее пришедших ядер высокого давления. Основную причину замедления трансформации арктического воздуха в умеренный и чрезвычайно слабого разрушения отдельных ядер в это время следует видеть в интенсивном радиационном выхолаживании, развивающемся с каждым днем. Так начинает создаваться устойчивая облачность высокого давления, центр которой вначале устанавливается над Южным Забайкальем, а позднее распространяется на территорию Монголии.

При дальнейшем росте высокого давления от забайкальского и монгольского максимума начинают расти отроги: один распространяется на Казахстан, бассейн Урала, нижнюю Волгу и далее на запад, второй - на

северо-восток, на бассейн Алдана и на Восточную Якутию и третий - на восточные районы Китая.

2. В летние месяцы восточной границей распространения отрогов азорского антициклона обычно является восточно-европейская ветвь полярного фронта. В среднем климатологическом положении этот фронт проходит от юго-западных районов Украины на северные районы Среднего Поволжья. В отдельных реальных случаях фронт может занимать более восточное положение, распространяясь до Нижнего Поволжья. Таким образом, в это время года Нижнее Поволжье является как бы естественной границей воздействия азорского антициклона.

В холодное время года восточно-европейская ветвь полярного фронта приобретает более широтное положение и смещается в район Средиземного моря. Севернее этого фронта осуществляется вхождение в южные районы европейской части России (в том числе в Нижнее Поволжье) отрогов и ядер субтропического происхождения (от азорского антициклона). Одновременно с востока сюда распространяются отроги азиатского антициклона. В районе Нижнего Поволжья и бассейна Урала эти две системы взаимодействуют: западный отрог азиатского антициклона усиливается за счет слияния с отрогом азорского антициклона. При этом западный отрог азиатского антициклона нередко становится высоким барическим образованием. Этот процесс усиления зимнего азиатского антициклона может осуществляться в течение всего холодного времени года.

3. В то же время над северо-восточной оконечностью Азии - в районе Восточно-Сибирского моря и Чукотского полуострова - сравнительно часто происходит прорыв основного арктического фронта, что находится в прямой связи с наличием поблизости сезонной области низкого давления в районе Охотского моря и Алеутских островов. При прорыве арктического фронта здесь так же, как и в районе полуострова Таймыр, образуются «языки» из холодного воздуха, которые в дальнейшем оформляются в отроги и самостоятельные антициклональные центры. Вновь образованные антициклоны при отрыве их от питающего арктического воздуха начинают смещаться на юго-запад - на восточные районы Якутии, на Забайкалье, где и соединяются с северо-восточным отрогом монгольского максимума. Так создается третий путь питания зимнего азиатского антициклона. Этот процесс чаще всего имеет место в середине холодного периода года (декабрь-февраль).

4. В зимние месяцы над северными дальневосточными морями устанавливается сезонная область низкого давления с двумя устойчивыми высокими циклонами: над Охотским морем и Алеутской грядой. При циклонической циркуляции в средней и верхней тропосфере воздух поступает на материк со стороны моря и океана, составляя как бы компенсационное течение, восполняющее в некоторой мере сток воздуха в виде зимнего муссона с материка на океан в более южных широтах.

5. В умеренные и субтропические широты Восточной Азии зимой в стратосфере осуществляется перенос воздуха с северной части Тихого океана с помощью алеутского стратосферного антициклона.

Формированию столь обширной области высокого давления способствует также такой динамический фактор, как сходимость двух высотных фронтальных зон над Монголией и Восточной Сибирью. Первая и основная фронтальная зона восточнее Урала направлена с северо-запада на юго-восток или с севера на юг, а вторая является ветвью основной субтропической фронтальной зоны и направлена вдоль горных хребтов с запада на восток или с юго-запада на северо-восток.

Еще в 30-х годах Э.С.Лир, исследуя особенности сезонной циркуляции воздуха, нашла, что южная часть зимнего антициклона имеет динамическое происхождение и что нормальный отток из этой области в виде пассатов не может осуществляться из-за препятствия, образуемого высоким плоскогорьем и горными цепями, расположенными на юге материка (Лир, 1940). Поэтому в развитии антициклона играет роль не только момент динамического сжатия, но и скопления воздуха в результате механического препятствия.

6. В образовании зимнего азиатского антициклона существенную роль играет орографический фактор. Сильная изрезанность рельефа большей части Центральной и Северо-Восточной Азии с обилием отрицательных форм рельефа способствует скоплению в них холодного воздуха при интенсивном радиационном выхолаживании материка в течение всего холодного полугодия.

При антициклональной погоде в горных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока в обширных долинах и котловинах, где обычно расположены населенные пункты, наблюдаются сильные инверсии приземного выхолаживания, представляющие собой климатически закономерное явление. Вертикальная мощность этих инверсий соизмерима с относительной высотой окружающих гор.

Вертикальные температурные инверсии бывают, главным образом, двух родов: инверсии антициклонального сжатия и инверсии приземного выхолаживания. Сам процесс формирования максимума неразрывно связан с процессами образования этих инверсий. С уменьшением солнечной инсоляции и с увеличением ночного лучеиспускания земной поверхностью происходит быстрое выхолаживание последней. Вслед за охлаждением земной поверхности выхолаживаются и прилегающие слои воздуха. Охлажденный воздух приобретает большую плотность и «оседает». Место, освобождающееся при «оседании» охлажденного воздуха, занимает воздух, находившийся до этого в более высоких слоях тропосферы.

Характер образования и количественные величины температурных инверсий приземного выхолаживания в различных районах Восточной Сибири различны. В образовании инверсий этого типа важную роль играет не только отрицательная величина теплового баланса в зимнее (и особенно в ночное) время, но и рельеф местности. Рельеф Восточной Сибири, в особенности Забайкалья, имеет чрезвычайно сложный характер: здесь постоянно наблюдается чередование высоких горных плато и цепей с глубокими речными и озерными долинами. В ночное время прилегающие к земной поверхности слои воздуха быстро выхолаживаются и охлажденный воздух

«стекает» в котловины и долины. Таким образом, в каждой низине и долине к утру накапливается много холодного воздуха, над которым на уровнях более или менее свободной циркуляции воздушных потоков температура воздуха значительно выше.

В центральных районах Забайкалья общее повышение температуры в слоях приземных инверсий нередко достигает 12-16<sup>0</sup>, а в северных районах Забайкалья и в Якутии оно достигает даже 20<sup>0</sup> и более. Вот почему Восточную Сибирь, в том числе Забайкалье и Якутию, в метеорологической литературе нередко называют краем классических инверсий температуры.

Ослабление зимнего азиатского антициклона происходит в результате осуществления в основном двух процессов. Первый из них представляет собой процесс разрушения высотного гребня над Сибирью и восстановления зональной формы циркуляции. Он обычно начинается с появления интенсивного циклона в районе Таймыра. В результате этого северная часть высотного гребня над Сибирью разрушается. Затем происходит выход нового циклона по более южной траектории – с востока Европейской части на Западную Сибирь. В таких случаях над Западной Сибирью, несколько западнее высотного гребня, формируется ВФЗ с областью расходимости и уменьшения циклонической кривизны изогипс по потоку над бассейном Енисея. В связи с разрушением северной части высотного гребня адвекция тепла в западной его половине ослабевает. Это сопровождается его перемещением к востоку. Вместе с этим исчезают условия, благоприятствовавшие антициклогенезу над центральной частью Сибири; антициклон у поверхности земли оттесняется на юг и юго-восток и ослабевает. Таким образом, над Сибирью устанавливается зональный перенос, сопровождающийся выходом западных циклонов на Якутию.

Второй процесс, приводящий к ослаблению азиатского антициклона, характеризуется прохождением ныряющих циклонов через Сибирь и Дальний Восток. Обычно такой процесс начинается выходом высокого циклона с северо-запада на низовья Оби и Енисея. В результате этого высотный гребень над Сибирью раздваивается. Восточная его часть, ослабевая смещается к востоку. Западная часть гребня сохраняется, и на восточной ее периферии формируется ВФЗ с северо-западными потоками, в направлении которых и перемещаются циклоны. Приземный антициклон при этом процессе разделяется на две части. Основное его ядро располагается южнее ВФЗ – над Монголией и Алтаем. Второе ядро сохраняется к северо-востоку от ВФЗ – над востоком Якутии и бассейном Колымы. Ослабление антициклона тем больше, чем в более широтном положении пролегает ВФЗ, вдоль которой перемещаются ныряющие циклоны. После прохождения каждого циклона происходит усиление основной южной части антициклона и его объединение с северо-восточным ядром. Но когда приближается следующий ныряющий циклон (они, как правило, проходят сериями), то ядра вновь разделяются.

Выход ныряющих циклонов может происходить и без раздвоения высотного гребня над Сибирью, непосредственно вдоль его восточной периферии (гребень в таких случаях имеет меридиональную ориентировку).

Иногда эти циклоны перемещаются от северного побережья Азии на Якутию почти вдоль меридиана. Некоторые из них выходят на бассейн Амура. Ослабление азиатского антициклона в таких случаях невелико, основная часть континента остается занятой полем высокого давления.

## 4.2 Орографический циклогенез в южном Прибайкалье

В холодную половину года, когда над Восточной Азией господствует область повышенного давления с центром над Монголией и Забайкальем, ВФЗ располагается значительно южнее этих районов, поэтому выхода южных полярно-фронтальных циклонов не наблюдается. На территорию Забайкалья южные циклоны чаще всего выходят в июне, июле и мае, редко в марте и апреле.

Выход южных циклонов обуславливается определенным термобарическим полем, а именно ложбиной холода, направленной в одних случаях с Западной Сибири на юг Красноярского края с отдельными замкнутыми очагами холода; в других случаях она проходит восточнее, через Средне-Сибирскую возвышенность на Прибайкалье. Во всех случаях с Монголии на Забайкалье направлен гребень тепла. Таким образом, через Забайкалье проходит ВФЗ с юго-запада на северо-восток, и циклоны выходят на Забайкалье из районов северо-западного Китая и Монголии.

Условием для возникновения и развития циклонов над Монголией или северо-западными районами Китая является адвекция холода с Карского моря на юг Западной Сибири и Красноярского края или с полуострова Таймыр на юг Красноярского края, Иркутскую область и западные регионы Монголии.

Кроме циклонов, сместившихся в район Байкала, основная часть циклонов, выходящих на бассейн Амура, возникает в районе Байкала. Циклогенез южнее Байкала –V тип– осуществляется благодаря происходящей здесь орографической регенерации высотных ложбин, перемещающихся с запада на восток через Сибирь. Когда имеющая большое меридиональное протяжение высотная ложбина выходит с запада на Сибирь, то южная ее часть задерживается горами на востоке Средней Азии. Северная часть ложбины продолжает движение к востоку, но ее интенсивность при этом уменьшается. Ослабление высотных ложбин над южными районами Сибири вызвано отклонением западных потоков горными системами к северо-востоку, вследствие чего возникает орографический высотный гребень. Летом это ослабление происходит еще и за счет высоких температур над горными районами Средней Азии, точнее Центральной Азии, по сравнению с окружающей территорией.

Когда ложбина, обогнув с севера основные горные массивы, выходит в район Байкала, то указанные эффекты исчезают, ложбина восстанавливается и распространяется к югу от Байкала. При этом здесь возникает расходимость высотных потоков, обуславливающая падение давления у поверхности земли.

Кроме того, распространение высотной ложбины к югу сопровождается адвекцией холода на Западную Монголию и Южное Прибайкалье. Таким образом, в южной части регенерировавшей высотной ложбины создаются благоприятные условия для возникновения и развития циклонических возмущений у поверхности Земли. В дальнейшем в процессе развития нового циклона в южной части восстановившейся высотной ложбины нередко образуется самостоятельная высотная депрессия; образовавшийся приземный циклон превращается в высокий.

Приземный циклогенез под южной частью перемещающейся с запада высотной ложбины обычно начинается еще до того, как ложбина регенерирует в районе Байкала. Когда высотная ложбина проходит еще над Сибирью, на западных и северных склонах Алтай-Саянской горной системы происходит образование волновых возмущений на холодном фронте сибирского циклона. Однако эти возмущения или заполняются на месте, или без развития смещаются вдоль фронта к северо-востоку – на Иркутскую область.

Циклоны, образующиеся у поверхности земли южнее Байкала, являются новыми возмущениями, формирующимися только после того, как холодная масса обогнет или перевалит Алтай и Саяны и высотная ложбина регенерирует в районе Байкала. Вторжение холодной массы воздуха на юг Прибайкалья для образования приземного циклона совершенно необходимо; пока его нет, южнее Байкала наблюдается чисто местное понижение приземного давления, характерное для подветренной части горной системы. Формирование фронтального циклона здесь происходит лишь после того, как холодный фронт сибирского циклона перевалит горные массивы Южной Сибири и войдет в область пониженного давления южнее Байкала. Фронтальная система этого циклона создается на основе теплого и холодного фронтов сибирского циклона, причем холодный фронт в системе нового циклона всегда выражен достаточно четко, а теплый обычно размыт; он иногда обостряется уже в более восточных районах.

Бывают случаи, когда высотные ложбины, перемещающиеся с запада, проходят через район Байкала без заметного усиления, и раздвоение циклонов у поверхности земли здесь не обнаруживается. Прежде всего это относится к тем ложбинам, которые при движении над Сибирью не распространяются южнее  $55^{\circ}$  с. ш., не регенерируют в районе Байкала в тех случаях, когда в их тыловых частях отсутствует адвекция холода. В дальнейшем после переваливания горных систем Южной Якутии большинство циклонов попадают под область малоподвижного высотного гребня и поэтому вскоре заполняются.

#### **4.3 Частный циклогенез в Минусинской котловине**

В южной части Красноярского края (южнее  $55^{\circ}$  с.ш.), над территорией Минусинской котловины при определенных синоптических положениях наблюдается образование циклонических возмущений, с которыми обычно

связаны интенсивные осадки. Чаще всего циклоны образуются летом. Они характеризуются следующими особенностями:

1. Горизонтальные размеры циклона определяются размерами Минусинской котловины.
2. Они слабо выражены в барическом поле. Разница давления в центре циклона и на его периферии обычно не превышает 5-6 мб.
3. Образующиеся циклоны являются низкими барическими образованиями. Циклоническая циркуляция захватывает лишь нижние 1-2 км.
4. Возникнув над котловиной, циклоны через 6-12 часов заполняются на месте. Одновременно к востоку от Саянского хребта, над Иркутской областью образуется новый циклон.

Для возникновения частных циклонов над южными районами Красноярского края необходимо наличие ВФЗ над югом Сибири и Казахстаном. Эта ВФЗ ориентирована с юго-запада на северо-восток. Оформление ВФЗ происходит в результате предшествующего распространения холодных воздушных масс арктического происхождения на территорию Западной Сибири в тылу циклона, смещающегося на восток. При этом холодный воздух, вторгаясь из высоких широт, распространяется за холодным фронтом по западной и южной периферии этого циклона на Алтай и южные районы Красноярского края.

Таким образом, во-первых, возникновению частных циклонов всегда предшествует вхождение холодного воздуха в Минусинскую котловину. Но в дальнейшем холодный воздух, достигнув горных хребтов Алтая и Саян, задерживается последними. Холодное вторжение замедляется, а в южных районах Красноярского края даже прекращается совсем. Холодный фронт, располагаясь вдоль Саянских хребтов, становится стационарным. Впоследствии на этом участке фронта возникают волновые возмущения. Вследствие замедления продвижения холодного фронта у южной границы Красноярского края и прекращения притока холодного воздуха вертикальная мощность его над южными районами края бывает небольшой. При небольшой вертикальной мощности холодный воздух не переваливает через Саяны.

В случаях, когда в результате непрекращающегося притока холодного воздуха вертикальная мощность его над Минусинской котловиной превышает высоту окружающих гор и холодное вторжение распространяется далее за пределы края, развития частных циклонов над котловиной не происходит. Таким образом, во-вторых, для образования частных циклонов здесь необходима стационарность фронта и небольшая вертикальная мощность холодного воздуха за ним.

В-третьих, образованию частных циклонов над южными районами Красноярского края благоприятствует орография, так как в период, предшествующий развитию частного циклона при юго-западных воздушных потоках Минусинская котловина находится на подветренной стороне по отношению к горным хребтам Алтая и Кузнецкого Алатау.

Вообще, с самой начальной стадии, возникновение циклонических возмущений сопровождается обычно развитием системы слоистообразных

облаков и выпадение обложных осадков из-за упорядоченных восходящих движений воздуха в области циклона. А здесь особенностью циклогенеза над Минусинской котловиной является то, что в начальной стадии циклона осадки, как правило, отсутствуют и облачность заметного развития не получает. Основная масса осадков выпадает в период заполнения циклона.

При объяснении этого факта, кроме вертикальных движений вследствие нестационарности, следует учитывать также орографические вертикальные движения воздуха, появляющиеся в результате возмущения воздушных потоков под влиянием горных хребтов. Причем на подветренных склонах гор имеют место нисходящие вертикальные движения, интенсивность которых зависит от высоты горных хребтов и скорости ветра над ними.

Таким образом, в начальный период образования частного циклона большая часть Минусинской котловины находится в зоне нисходящих вертикальных движений воздуха за счет того, что она находится на подветренной стороне по отношению к горным хребтам Алтая и Кузнецкого Алатау. Именно этим объясняется отсутствие осадков в начальный период образования циклона. Так поступает тепло, давление падает.

Одновременно с процессом циклогенеза над Минусинской котловиной над Алтаем и Казахстаном происходит сопряженный с ним процесс антициклогенеза за счет накопления холодных масс воздуха у наветренных склонов горных хребтов и увеличения циклонической кривизны по потоку, что приводит к росту приземного давления и повышению изобарических поверхностей на высотах. Вследствие этого над Алтаем развивается барический гребень, что изменяет направление ВФЗ. Юго-западные ветры, наблюдавшиеся до этого над южной частью Красноярского края, сменяются западными и даже северо-западными.

В Минусинскую котловину начинает осуществляться заток холодного воздуха с северной, наиболее открытой стороны, в направлении ветра появляются северные составляющие. Склоны хребтов, которые ранее были подветренными, вследствие изменения циркуляции становятся наветренными и вдоль них получают развитие восходящие движения. В связи с вторжением холодного воздуха в котловину происходит более или менее интенсивное вытеснение теплого воздуха в более высокие слои атмосферы, его адиабатическое охлаждение и конденсация находящегося в нем водяного пара. Этот период характеризуется выпадением осадков в южных районах края. Таким образом, выпадение осадков происходит при заполнении частного циклона, на фоне роста давления и развития над котловиной гребня. Зона осадков распространяется на всю территорию Минусинской котловины, а также на смежные районы, прилегающие к Восточному Саяну, в частности на район Красноярска. Одновременно с заполнением циклона над Минусинской котловиной происходит образование циклона на восточных (подветренных) склонах Восточного Саяна. Процесс заканчивается развитием над югом Красноярского края области высокого давления.

Образование циклонов не происходит даже и при наличии соответствующего термобарического поля при следующих условиях.

1. Над югом Западной Сибири и Казахстаном отсутствует адвекция холода или, наоборот, наблюдается адвекция тепла.
2. Холодный воздух распространяется не на Казахстан, а на Алтай и южную часть Красноярского края. При этом вторгающийся из более высоких широт холодный воздух над южной частью края имеет значительную вертикальную мощност. Высота его превышает высоту Алтая и Саян, поэтому холодное вторжение распространяется далее за пределы края.

## 5 ВЫДЕЛЕНИЕ МЕЗОРЕГИОНОВ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Дальневосточная территория России включает в себя крайние восточные районы Азиатского материка, расположенные вдоль побережья окраинных морей Тихого океана (Берингова, Охотского и Японского), а также п-ов Камчатку, о.Сахалин, Командорские и Курильские о-ва.

На север описываемая территория распространяется до водораздельной линии Анадырского хребта (примерно до 65-68° с.ш.), на юг-до границ с Китаем. Таким образом протяжение территории с севера на юг составляет примерно 2500 км.

На западе дальневосточные районы России граничат с Восточной Сибирью.

В административном отношении Дальнего Востока включает Магаданскую область (кроме крайнего севера – побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей, которые относятся к Арктике), Хабаровский край (Нижне-Амурскую, Амурскую, Сахалинскую, Камчатскую области) и Приморский край.

Внутри дальневосточного макроциркуляционного региона можно выделить четыре мезоциркуляционных региона: северо-восток материка (без юго-восточных склонов Корякского хребта и прилегающего побережья Берингова моря), Амурско- Приморский, островной (о. Сахалин) и океанический (юго- восточные склоны Корякского хребта и прилегающее побережье Берингова моря, п-ов Камчатка, Курильские острова) - рис.2.[3].

Во всем дальневосточном макроциркуляционном регионе в формировании погоды и климата в одинаково значительной мере участвуют циркуляционные факторы, условия подстилающей поверхности и общегеографическое положение региона. В каждом из отмеченных на рис.2 мезоциркуляционных регионах также имеются свои особенности как в условиях циркуляции, так и в условиях подстилающей поверхности и географического положения , что создает своеобразный режим погоды и климата в каждом из них.

На весь дальневосточный макроциркуляционный регион, кроме общеизвестных циркуляционных факторов: сезонной смены областей высокого и низкого давления на сопредельных территориях Восточной Азии и акваториях Тихого океана, обеспечивающих сезонные особенности

циркуляции, муссонные явления, выражающиеся в режиме ветров и изменении положений восточноазиатского и северо-западного тихоокеанского полярных фронтов, выхода и регенерации тропических циклонов – тайфунов, сезонной изменчивости климатического положения арктического фронта, весьма существенное влияние оказывают зимняя алеутская и охотскоморская депрессии и летний охотскоморский антициклон. Зимняя алеутская и охотскоморская депрессии являются высокими барическими образованиями, нередко формирующимися центральными циклонами, а летний охотскоморский антициклон - низкое барическое образование по высоте соизмеримое с высотой горных систем, расположенных на материке и полуострове Камчатка вблизи Охотского моря.

Условия орографии Восточной Азии и географическое положение береговой черты в очень значительной мере определяют развитие синоптических процессов в этом районе. Достаточно, например, напомнить, что горы северо-восточной окраины Азии почти «непроходимы» для большей части циклонов, перемещающихся с запада на восток на широтах севернее 58° с.ш. [3]

На примере количественного распределения годового хода атмосферных осадков, а также годового хода и величины годовых амплитуд температуры воздуха хорошо видно проявление влияния циркуляционных и физико-географических факторов на условия формирования климата в каждом мезоциркуляционном регионе дальневосточного макроциркуляционного региона..

Для характеристики мезоциркуляционных регионов в работе [3] были использованы данные об атмосферных осадках и температуре воздуха по 2-3 метеостанциям в каждом регионе.

Северо-восток материка представлен метеостанциями Магадан и Марково; Амурско -Приморский - Благовещенск, Хабаровск, Черинай; Островной-Погиби. Южно-Сахалинск; Океанический - Усть-Камчатск, Петропавловск - Камчатский, Южно-Курильск.

1. Климат Северо-востока материка сохраняет черты большой континентальности, свойственной Восточной Сибири: незначительное годовое количество осадков с максимумом, приходящимся на лето и осень и минимумом - на вторую половину зимы и весну; большие годовые амплитуды температуры.

Прибрежное положение Магадана обуславливает некоторое смягчение климата по сравнению с Марково, расположенном в удалении от побережий Охотского и Берингова морей. В результате этих особенностей географического положения в районе Магадана годовая сумма осадков составляет около 430 мм, в районе Марково - около 320 мм (на южных и юго-восточных склонах горных хребтов в этих районах осадков выпадает значительно больше - до 500-800 мм) и годовая амплитуда в районе Магадана около 35°, а в районе Марково около 40° (рис.2.)

2. Амурско - Приморский регион сохраняет все черты континентального климата с абсолютным преобладанием осадков в теплую

часть года и с очень малым количеством их в холодное полугодие, с годовым количеством в равнинных метрах 500-600 мм. В горных - до 800- 900 мм. и более, с годовыми амплитудами температуры 43- 45°. Таким образом, в равнинных местах (например, на Амурской равнине) годовое количество осадков немногим отличается от средне - широтного количества для соответствующих широт материка, в горных же районах годовое количество осадков увеличивается по сравнению с равнинными на 80 % и более. Например, в условиях западных склонов северной половины Сихотэ-Алиня увеличение годовых сумм осадков за счет влияния орографии достигает 90-100%.

3. Количество осадков в году распределяется равномерно - в год 800 мм. Годовая амплитуда 36-38°. Выше уже отмечались характерные черты годового распределения осадков и величины годовой амплитуды температуры в северной части островного мезоциркуляционного региона (по району станции Погиби) Количество осадков здесь в течение года распределяется почти равномерно и достигает 800 мм. Годовая амплитуда температуры в в Погиби примерно такая же, как и в Иркутске (36-38°). Со смещением к югу проходит дальнейшее увеличение годовых сумм осадков при незначительном преобладании их в летние и осенние месяцы и уменьшение годовой амплитуды температуры. На юге острова Сахалин- в районе Южно-Сахалинска годовая сумма осадков уже превышает 900 мм, а годовая амплитуда температуры составляет чуть более 30°.

4. Океанический мезоциркуляционный регион включает в себя острова Курильской гряды, Камчатку и юго - восточные склоны Корякского хребта вплоть до побережья Берингова моря. Кроме упоминавшейся выше станции Усть-Камчатск, этот мезоциркуляционный регион представлен также станциями Петропавловск- Камчатский и Южно-Курильск (рис. 2).

Курильские острова и южная часть Камчатки характеризуются весьма значительными, самыми большими во всем дальневосточном макроциркуляционном регионе, годовыми количествами осадков (выше 1200 мм). В Южно-Курильске наиболее значительное количество осадков выпадает в период с мая по октябрь с максимумом в сентябре (175 мм); в годовом ходе осадков в Петропавловске имеется два хорошо выраженных максимума: в марте и в ноябре (примерно 170 мм в каждом из этих месяцев). Годовые амплитуды температуры во всем этом мезоциркуляционном регионе невелики (22-25°).

Каждый из четырех мезоциркуляционных регионов, выявленных внутри дальневосточного макроциркуляционного региона, обладает весьма сложными условиями географического положения и подстилающей поверхности (протяженность по широте и долготе, расстояние от побережий морей и океана, устройство рельефа, гидрографическая сеть и др.). Поэтому внутри каждого мезоциркуляционного региона при однородном синоптическом процессе режим погоды может быть весьма различен, особенно в состояниях полей влажности, облачности и осадков, температуры, направления и скорости ветра, метеорологических явлений и др.

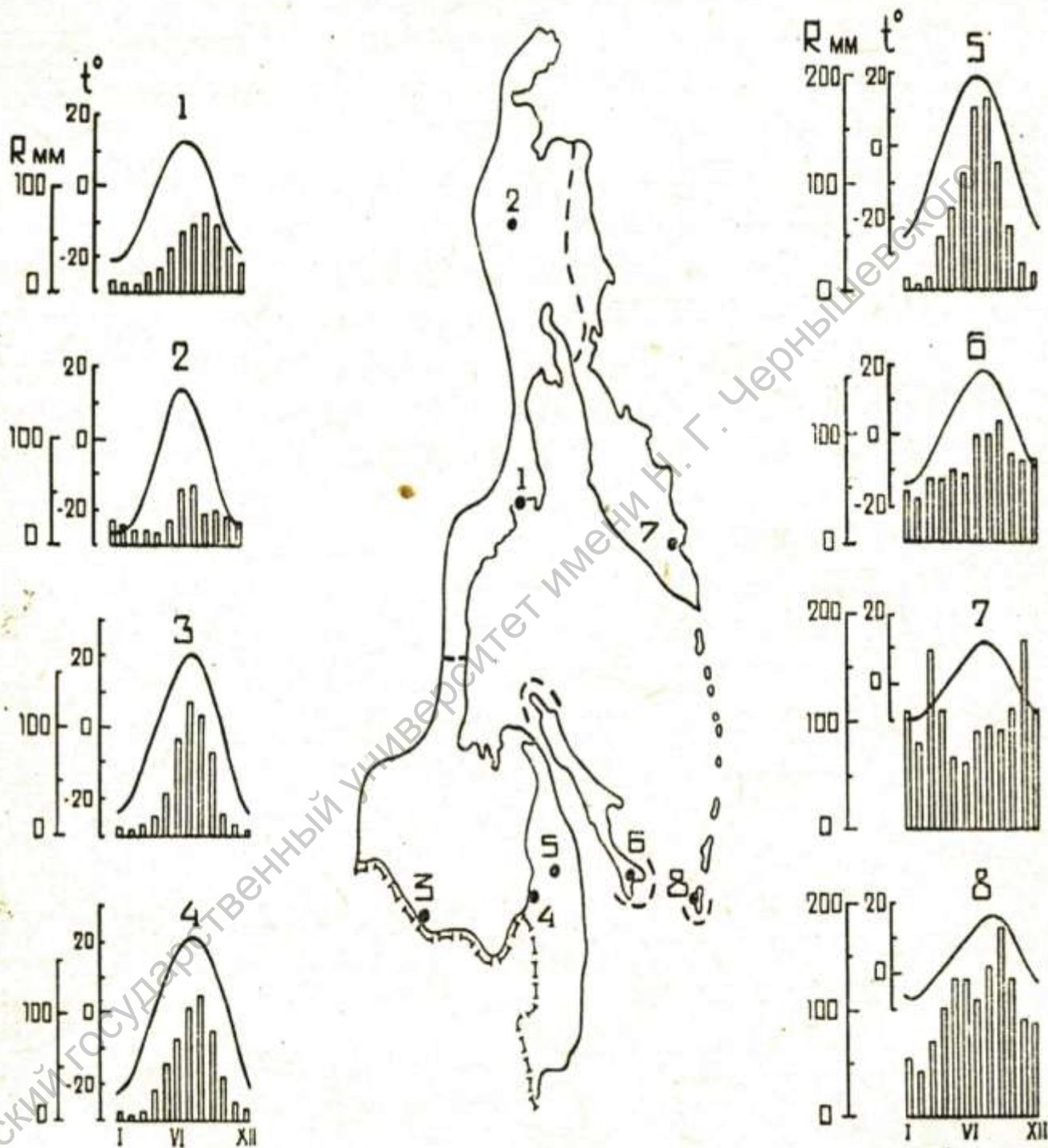


Рис. 2. Границы мезоциркуляционных регионов внутри дальневосточного макроциркуляционного региона и годовой ход осадков и температуры по станциям: 1 – Магадан, 2 – Марково, 3 – Благовещенск, 4 – Хабаровск, 5 – Черинай, 6- Южно-Сахалинск, 7 – Петропавловск-Камчатский, 8 – Южно-Курильск

## 6 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МУССОННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Географическое положение района Дальнего Востока на восточной окраине обширного континента, на границе с величайшим из океанов, обуславливает наличие здесь муссонной циркуляции, которая прослеживается примерно до 60 °с.ш.. Муссонная циркуляция Дальнего Востока, вызванная в основном термическими причинами, находится в определенном сочетании с общепланетарными факторами циркуляции и взаимодействует с зональной циркуляцией. Она представляет одну из форм общей циркуляции атмосферы и связана с циклонической и антициклонической деятельностью. Этим объясняется известное непостоянство муссонной циркуляции в отдельные сезоны.

Муссонная циркуляция вообще представляется очень сложной, и со времён А. И. Воейкова, которому принадлежат открытие муссонного характера циркуляции в умеренной зоне Восточной Азии, понятие об ее обусловленности претерпевает различные изменения. В своих работах А.И.Воейков особенно подчеркивал, что муссоны следует рассматривать не только как сезонную смену преобладающего направления ветра, но и как конкретные воздушные течения, с которыми переносятся воздушные массы, характеризующиеся определенными свойствами и накладывающие свое влияние на общий режим погоды в данном сезоне.

В образовании муссонной циркуляции умеренных широт большую роль играет термический контраст суша-море, наличие которого вызывает формирование сезонных центров действия атмосферы, таких, как зимний максимум давления и летняя депрессия над материком, а также усиление или ослабление в различие сезоны алеутского минимума и тихоокеанского максимума над океаном.

В зимний сезон циклоническая деятельность на востоке Азии сосредоточена над морями и муссон представляет собой устойчивый перенос континентального воздуха с ветрами северных румбов по восточной периферии антициклонов, устанавливающихся над центральными районами Восточной Сибири. В береговых районах дальневосточной территории, а также на полуостровах и островах зимний муссонов следует рассматривать как тыловые потоки циклонических серий и отдельных циклонов, часто передвигающихся над окраинными морями - Японским, Охотским и Беринговым - в основном направлении с юго-запада на северо-восток.

В летнее время, когда циклоническая деятельность переносится на материк, на территории Дальнего Востока господствующим является перенос в глубь континента влажного тихоокеанского воздуха умеренных широт (а в южных районах Дальнего Востока и субтропических) в передней части циклонов или циклонических серий, приходящих с материка на океан, в направлении с запада на восток или северо-восток.

Эти воздушные течения - морского умеренного воздуха (МУВ) к северу от 40° с. ш. и морского тропического к югу от 40° с. ш. - и представляет собой летний муссон. В более северные широты МТВ поступает в виде верхнего течения.

Согласно последним данным о генезисе летнего муссона и режиме летних осадков, летний муссон характеризуется двумя стадиями.

В первой стадии муссон (циркуляция сравнительно малого масштаба) представляет перенос с юго - восточными ветрами относительно влажного МУВ с океана. Над термически неоднородной поверхностью моря (наличие льдов в Охотском море, холодные течения) образуются туманы, слоистые облака и морские осадки. Эти явления, характерные для первой половины лета, особенно интенсивны на Охотском побережье, Северном Сахалине, вдоль берега Татарского пролива и на склонах Сихонэ - Алия.

Вторая стадия муссона представляет распространение теплых и влажных океанических воздушных масс из более низких широт морского тропического воздуха (МТВ) тоже в юго - восточном потоке. Однако, этот теплый воздух в большинстве случаев оказывается отрезанным от земной поверхности (в окклюзиях) и течет поверх более холодного. С этим верхним течением морского тропического воздуха и связаны обильные осадки, свойственные южным районам Дальнего Востока во вторую половину лета [6].

## 7 СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Для Дальнего Востока наиболее характерны следующие типы синоптических процессов, участвующие в формировании погоды и климата этого региона:

- I - циклоническая деятельность на арктическом фронте,
- II - воздействие арктических антициклонов,
- III - воздействие зимнего азиатского антициклона,
- IV - зимний охотскоморский циклон,
- V - зимний вынос масс морского воздуха на континент,
- VI - летний антициклогенез в районе Охотского моря,
- VII - летняя циклоническая деятельность над бассейном Амура,
- VIII - выход тропических циклонов.

Из перечня процессов хорошо видно, что многие из них действуют и в Восточной Сибири. В частности, зимний азиатский антициклон, описание которого приведено при рассмотрении синоптических процессов Восточной Сибири.

## 7.1 Зимний охотскоморский циклон

Зимний охотскоморский циклон является сезонным центром действия атмосферы. Как показал В.Л.Архангельский в работе [7], в общей циркуляции атмосферы этот циклон играет не меньшую роль, чем алеутская депрессия.

В течении зимы наиболее характерными процессами, определяющими погоду и климат в умеренных широтах Дальнего Востока, являются процессы циклонической деятельности в широком смысле этого слова. В результате этой деятельности часто повторяются на синоптических картах и поэтому четко обнаруживаются на климатических картах северо -тихоокеанская депрессия с двумя циклонами (одним - над Алеутской грядой, другим- над Охотским морем) и зимний азиатский антициклон с центром над Монголией. В средней и верхней тропосфере происходит при этом развитие планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), с которой связаны интенсивные струйные течения в районе Японского моря и Японских островов. В середине зимы наблюдается наибольшая разница температур поверхности океана и материка, что приводит к очень большим контрастам температуры в ВФЗ. Поэтому характерные для зимнего сезона процессы наиболее четко проявляются в январе. Наибольшие контрасты температуры в умеренных широтах азиатско-тихоокеанского сектора сосредоточены в Восточном Китае, на Желтом и Японском морях и в прилегающих районах Тихого океана. Такой большой повторяемости струйных течений нет нигде больше в Северном полушарии.

Зимний охотскоморский циклон является статистически устойчивым не только в приземном слое, он столь же устойчив во всей нижней половине тропосферы и, следовательно, будучи высоким тропосферным образованием, играет роль центра действия атмосферы в зимние месяцы.

Исследования [7] показали, что в декабре среднее число дней с высокими циклонами над Охотским морем равно среднему числу дней с такими циклонами над Алеутской грядой и прилегающими частями Тихого океана и Берингова моря, в январе над Охотским морем высокие циклоны бывают значительно чаще, а в феврале среднее число дней примерно одинаково.

Величина абсолютного геопотенциала поверхности 500 гПа в центре охотскоморского циклона в течении всех трех зимних месяцев меньше, чем в центре алеутской депрессии. Аналогичное положение наблюдается и на высоте поверхности 300 гПа. Это является доказательством существования статистически устойчивого высокого циклона над Охотским морем зимой, не уступающего по интенсивности в средней и верхней тропосфере алеутской депрессии.

При циклонической циркуляции над Охотским морем в средней и верхней тропосфере воздух поступает на материк со стороны моря и океана, составляя как бы компенсационное течение, восполняющее в некоторой мере сток воздуха с материка на океан в более южных широтах. В этом заключается одно из главнейших значений зимнего охотскоморского циклона как центра

действия атмосферы, регулирующего направления основных течений общей циркуляции атмосферы во внетропических широтах дальневосточного региона.

Циклоническое поле над Охотским морем создается как депрессиями, образующимися в данном районе, так и циклоническими возмущениями, приходящими сюда из других районов. Иногда преобладание циклонической циркуляции бывает обусловлено циклонами, центры которых проходят вблизи Охотского моря, не выходя на него.

Чаще всего циклоническое поле над Охотским морем создается выходом циклонов, образовавшихся в других районах. Однако велик также процент циклонов, возникших непосредственно над Охотским морем. Так в период ноябрь-январь их почти столько же, сколько и циклонов, пришедших из других районов, а в начале и в конце сезона повторяемость местных циклонов значительно меньше.

Типовые траектории, по которым циклоны, возникшие в других районах, выходят на Охотское море можно объединить в две группы: 1) западные, или континентальные, циклоны, 2) юго-западные, или морские, циклоны.

В целом за сезон число циклонов обеих групп примерно одинаково. Однако, в то время как в начале и конце холодного полугодия преобладающими являются западные циклоны, в декабре и январе циклоны выходят на Охотское море преимущественно по морским траекториям, так как в эти месяцы зимний азиатский антициклон наиболее устойчив и условия для возникновения и развития циклонов над континентом неблагоприятны. В то же время высотная холодная ложбина над Дальним Востоком достигает наибольшей интенсивности, термические и барические градиенты на южной ее периферии особенно велики, и поэтому морские районы, прилегающие к Восточному Китаю и Японии, являются областями активного циклогенеза. Многие из возникающих здесь циклонов при движении под передней частью высотной ложбины получают большую северную слагающую (меридиональность термобарического поля тропосферы над Дальним Востоком в эти месяцы сильнее, чем во все другие) и выходят на Охотское море. В начале и конце холодного полугодия, когда азиатский антициклон периодически разрушается и меридиональность термобарического поля менее значительная, условия для выхода континентальных циклонов становятся более благоприятными.

Из траекторий континентальной группы наиболее активной в течение полугодия является траектория над бассейном Амура, по которой проходит 20% всех циклонов, выходящих на Охотское море. Она является единственной из западных траекторий, по которой континентальные циклоны сравнительно часто проходят и в середине зимы, огибая с юга зимнюю дальневосточную высотную ложбину. Эта траектория находится ближе к среднему зимнему положению полярной ВФЗ, чем другие западные траектории, пролегающие значительно севернее.

Из траекторий морской группы самой активной является траектория, проходящая через Северную Корею, Японское море, южнее Сахалина. В первой половине холодного полугодия, когда ось высотной ложбины проходит в среднем вдоль западного побережья Охотского моря, по этой траектории циклоны движутся чаще, чем по какой-либо другой, причем в декабре на нее приходится 40% всех циклонов. В январе и феврале, когда дальневосточная высотная ложбина больше распространена к юго-востоку и меридиональность термобарического поля тропосферы над Дальним Востоком особенно велика, наибольшее число циклонов на Охотском море выходит по траекториям через Японское море и Курилы или еще южнее.

Основная часть циклонов над Охотским морем является высокими барическими образованиями, прослеживающимися в виде депрессий и на уровне поверхности 500 гПа. Почти все морские циклоны становятся высокими только над Охотским морем.

При рассмотрении термической структуры зимних охотских циклонов нужно отметить, что над приземными центрами циклонов чаще располагаются не очаги холода, как это было бы при динамическом происхождении высотных депрессий, а переходная зона между холодной депрессией или ложбиной на западе и высотным гребнем на востоке. Таким образом, термическое поле над циклонами Охотского моря в большинстве случаев смещено к западу по отношению к полю геопотенциала.

Благодаря этому обеспечивается адвекция тепла с океана в передней части циклонов и адвекция холода с континента в тыловой их части. Такая структура поля и обусловленное ею распределение адвекции являются важнейшим фактором, благоприятствующим развитию циклонов, выходящих на Охотское море, их длительному существованию в этом районе и образованию новых возмущений.

Превращение большинства циклонов над Охотским морем в высокие барические образования сопровождается замедлением их движения в этом районе и превращением части из них в малоподвижные, длительно существующие депрессии

Циклоны, пересекая Охотское море в широтном направлении, как правило, углубляются, а при движении из южных районов в северные - заполняются. Углубление циклонов при движении к востоку происходит, во-первых, вследствие выхода их под переднюю часть высотной ложбины, во-вторых, благодаря изменению свойств подстилающей поверхности (в первой половине холодного полугодия - это переход циклонов с холодной суши на более теплое море; во второй половине сезона - это, кроме того, переход из западных районов моря, покрытых льдами, в восточные, где льдов гораздо меньше и всегда имеются большие площади чистой воды).

Что касается заполнения циклонов при их движении к северу, то, помимо общей закономерности, обусловленной увеличением параметра Кориолиса, основную роль играет удаление циклонов от ВФЗ, выход их под высотную депрессию и превращение в высокие образования. Кроме того,

сказывается также перемещение циклонов на более холодную подстилающую поверхность.

Примерно две трети циклонов, выходящих на Охотское море или возникающих над ним, заполняются в пределах моря.

Рассматривая причины концентрации и последующего заполнения многих циклонов над северными районами моря, следует также иметь в виду особую затрудненность пересечения циклонами северного побережья Охотского моря, так как в холодное полугодие вдоль этого побережья устанавливается своеобразный барьер, обусловленный наличием устойчивой и очень холодной области высокого давления над горными районами северо-востока Азии (ленско-колымское ядро зимнего азиатского антициклона), в которой развиваются весьма мощные и устойчивые инверсии. Благодаря этому при подходе циклонов с юга вдоль побережья создаются чрезвычайно большие градиенты давления и возникают сильные ветры восточных направлений. Поэтому такие циклоны или становятся малоподвижными и постепенно заполняются, или начинают перемещаться вдоль побережья, изредка к западу, а чаще на восток, пересекают северную часть Камчатки и выходят на Берингово море. Центральная горная часть Камчатки, где зимой у земли также наблюдается термический гребень высокого давления и развиваются радиационные инверсии, является определенным препятствием для перемещения циклонов с Охотского моря на восток. Поэтому у западного побережья Камчатки находится второй район концентрации и заполнения зимних циклонов Охотского моря.

Таким образом преобладание циклонического поля над Охотским морем не является результатом распространения на этот район зимней алеутской депрессии. Циклоническая циркуляция над Охотским морем в основном создается циклонами, которые не попадают в систему алеутской депрессии, а заполняются в пределах Охотского моря. Алеутская депрессия формируется главным образом за счет юго-западных циклонов, проходящих по океану южнее Охотского моря. Следовательно, зимняя циклоническая деятельность над Охотским морем имеет самостоятельное значение, хотя общие причины ее развития такие же, как и у алеутской депрессии.

Преобладание циклонической деятельности над Охотским морем в холодное полугодие определяется структурой термобарического поля тропосферы над Восточной Азией, которая связана со структурой поля в других районах северного полушария.

Основным элементом этой структуры является глубокая холодная ложбина над восточным побережьем Азии. Более быстрое понижение температуры тропосферы над Северо-Восточной Азией, чем над другими районами Евразийского континента, которое происходит в первую половину холодного полугодия и определяет процесс формирования зимней высотной ложбины, объясняется наибольшей удаленностью этого района от теплых воздушных течений, идущих с Атлантического и Тихого океанов. На западной периферии возникшей ложбины осуществляется адвекция холодных масс как из Арктики, так и с выхолаженного азиатского континента.

Благодаря этому ложбина от осени к зиме все дальше распространяется к югу. Углублению южной части ложбины способствуют также орографические условия (подветренная сторона горных массивов Центральной Азии) Под южной частью высотной ложбины - над Восточным Китаем, Японией и прилегающими водами благодаря систематической адвекции холода с континента формируется интенсивная фронтальная зона и создаются благоприятные условия для активного циклогенеза, что в свою очередь способствует углублению дальневосточной ложбины. Часть возникших здесь циклонов, двигаясь под передней частью ложбины, выходит на Охотское море и создает в этом районе длительные периоды господства циклонической циркуляции.

Одним из важных факторов, определяющих перемещение барических образований в умеренных широтах восточной части Азии, является рельеф материка и конфигурация береговой линии. Прибрежные горы усиливают эффект воздействия береговой части. Если центрально-азиатский горный массив оказывает существенное воздействие на общий характер западно-восточного переноса в нижней половине тропосферы, то сравнительно низкие горы восточной части Азии, в том числе и прибрежные горы, оказывают не менее заметное воздействие на перемещение низких барических образований. В частности, географическое положение и конфигурация береговой линии Охотского моря являются благоприятными для формирования над морем центрального циклона в зимние месяцы. В это время на южную часть моря (преимущественно через пролив Лаперуза и через район Курильской гряды) циклоны поступают как по западным, так и по юго-западным траекториям [2]; в дальнейшем они сосредотачиваются над морем, развиваясь в центральный охотскоморский циклон.

## **7.2 Зимний вынос масс морского воздуха на континент**

На дальнем Востоке зимой наблюдаются процессы, при которых более теплые и влажные массы воздуха с восточных морей и прилегающих северо-западных районов Тихого океана начинают распространяться на континент. Явление зимнего выноса сопровождается возникновением обширной зоны снегопадов с резким ухудшением видимости, усилением ветра, частыми случаями интенсивного обледенения и в особых случаях даже развитием гололеда.

Распространение масс морского воздуха может происходить на довольно обширном пространстве. Наиболее интенсивное проникновение в глубь материка теплых морских масс наблюдается на Чукотке. Здесь явление выноса сопровождается повышением температуры от  $-30$ ,  $-40^{\circ}$  до  $0-3^{\circ}$  и сильными снегопадами. На районы Магаданской области и Якутии теплые массы морского воздуха распространяются главным образом лишь в свободной атмосфере - поверх обширных горных массивов, расположенных в этих районах, вызывая повышение температуры в предгорных и горных

районах и повсеместные снегопады. В южные районы Дальнего Востока теплые массы морского воздуха поступают через Охотское море. Они могут распространяться как на высоте, так и у поверхности земли.

Явление выноса наблюдается в основном при двух типах синоптических процессов, условно названных антициклональным и циклоническим.

Развитие процесса по антициклональному типу связано с установлением восточного переноса почти над всеми центральными и южными районами Дальнего Востока. Как правило, он охватывает акватории Берингова и Охотского морей, а также Камчатку, Магаданскую область, Якутию, Забайкалье, Хабаровский край и северные районы Приморского края. Как правило, восточные ветры при выносе прослеживаются во всей толще тропосферы и достигают в отдельных случаях даже высоты 20-25 км.

Вынос не может возникнуть непосредственно после нормального циркуляционного состояния атмосферы, присущего зимнему муссону в умеренных широтах Дальнего Востока. Необходим определенный довольно длительный и устойчивый процесс в рамках не менее одного естественного синоптического периода, который подготовил бы благоприятные условия для возникновения и развития в дальнейшем процесса выноса. Такими процессами являются мощные меридиональные процессы, охватывающие значительную часть северного полушария, по крайней мере, от восточной Атлантики до Аляски; в тропосфере возникают устойчивые длинные волны в виде мощных взаимосвязанных высотных гребней над Восточной Атлантикой, Западной Сибирью и над Беринговым морем

По восточной периферии тропосферного гребня, располагающегося над Восточным Казахстаном и Западной Сибирью осуществляется устойчивое и мощное проникновение холодных масс арктического воздуха далеко на юг в районы Дальнего Востока и Восточной Сибири, за исключением Камчатки и Магаданской области. Благодаря проникновению холодных масс арктического воздуха в прилегающих районах Тихого океана возникает интенсивная циклоническая деятельность. Глубокие, быстро развивающиеся циклоны, перемещаясь на северо-восток, способствуют интенсивному выносу теплого воздуха далеко на север, обычно на район Берингова моря.

Циклонические возмущения, смещаясь к северу, достигают бассейна Колымы, где они очень быстро заполняются. Характерным в движении циклонов в этой подготовительной стадии развития выноса является то, что каждый новый циклон перемещается по более западной траектории в северной ее части и по более восточной траектории в южной части. То есть происходит как бы вращение траектории против часовой стрелки. Это объясняется, с одной стороны, непрерывным мощным выносом теплого воздуха по западной периферии гребня на север, где происходит в связи с этим рост геопотенциала на  $AT_{500}$ , а с другой стороны, все более глубоким проникновением холодных масс к юго-востоку, на северо-западную часть Тихого океана, что приводит здесь к понижению геопотенциала  $AT_{500}$ .

Одновременно по восточной периферии тихоокеанского высотного гребня осуществляется вторжение холодных масс арктического воздуха через Аляску на юг, в связи с чем у поверхности земли над Алеутскими о-вами, Беринговым морем и смежными районами возникает обширный гребень. Здесь под высотным гребнем происходит ярко выраженный процесс антициклогенеза. Областью повышенного давления Алеутская депрессия раздваивается на два самостоятельных циклонических очага. Сам алеутский центр оттесняется далеко на юго-восток к побережью Северной Америки, где он сильно ослабевает в связи с наличием в тылу его обширного гребня. Второй циклонический очаг развивается над Охотским морем, Камчаткой, Курильскими о-вами. Этот очаг характеризуется значительно более мощной циклонической деятельностью.

Важнейшей особенностью процессов подготовительного периода является образование в северной части тихоокеанского высотного гребня, над западной частью Аляски или над Беринговым морем самостоятельного высотного антициклона. Его возникновение объясняется следующими тремя обстоятельствами.

Во-первых – влияние мощной адвекции тепла в передней части циклонов в Охотском море.

Во-вторых - увеличение параметра Кориолиса при движении воздуха на север, способствующее формированию антициклонического вихря над этими районами.

В-третьих - адвекция холодных масс как с запада - с азиатского материка, так и с севера - с Арктики через Аляску.

«Подтачивая» теплый гребень с двух сторон, адвекция холодных масс способствует образованию высотного антициклона в гребень к северу от этого «подтачивания».

Таким образом, процессом оформления высотного антициклона в северной части высотного тихоокеанского гребня заканчивается подготовительный период.

Переход от подготовительного периода к осуществлению крупно - масштабного процесса выноса морского воздуха на континент происходит тогда, когда высотный антициклон начинает перемещаться со стороны Аляски в западном направлении. Момент выхода высотного антициклона на Чукотку и является началом рассматриваемого процесса,

В начале выноса на приземных картах всегда прослеживаются два самостоятельных, хорошо выраженных ядра высокого давления. Одно из них обычно расположено севернее Байкала, оно малоподвижно или очень медленно смещается к югу. Второе менее мощное ядро располагается над бассейном Колымы, оно тоже малоподвижно. В районе Охотского моря продолжается циклоническая деятельность, но она является лишь второстепенным звеном развивающегося процесса, ибо основным и главным звеном в этой стадии является смещение теплого высотного антициклона с севера Берингова моря на запад, на Якутию, в глубь Азиатского континента. В результате этого на обширном пространстве Северо-Восточной Азии в

тропосфере устанавливаются восточные потоки и происходит распространение теплых воздушных масс с океана на континент.

Характерной отличительной чертой циклонического типа процессов является отсутствие процесса перемещения обширных теплых высотных антициклонов с востока на запад. этому типу не присуще возникновение мощного восточного переноса, Как правило, восточный перенос наблюдается на ограниченном пространстве лишь от Охотского моря до Амурской области. Основной причиной, обуславливающей вынос, является подъем циклонов с юго-запада, с акваторий Тихого океана. Вынос начинается в тех случаях, когда циклон подходит к юго-западным районам Охотского моря. Район, на который распространяются массы морского воздуха, определяются в таких случаях местоположением, размерами и глубиной малоподвижного циклона.

Так на Магаданскую область вынос осуществляется в тех случаях, когда глубокий малоподвижный циклон располагается над западной частью Берингова моря. Если циклон над Беринговым морем особенно обширен, глубок и малоподвижен длительное время, то вынос тихоокеанского воздуха распространяется и на Якутию, но в этом случае необходимо присутствие рассмотренного выше крупномасштабного процесса, связанного с выходом на Якутию высотного антициклона с востока. Локальный вынос морского воздуха на территорию Якутии осуществляется по северной периферии высоких циклонов, располагающихся над северной половиной Охотского моря. На восточную часть бассейна Амура локальный вынос морских масс осуществляется по северной периферии глубоких малоподвижных циклонов, находящихся над юго-западной частью Охотского моря.

По поводу повторяемости рассмотренного процесса нужно сказать, что вынос масс морского воздуха на континент наблюдается не каждую зиму, но в отдельные сезоны их отмечается по несколько случаев.

### **7.3 Летний антициклогенез в районе Охотского моря**

В период с мая по август над Охотским морем часто наблюдаются области высокого давления. На климатических картах давление за летние месяцы этот факт выражается наличием над Охотским морем гребня северо-тихоокеанского антициклона. Однако, область высокого давления над Охотским морем, представляющаяся иногда (в июле и августе) в виде гребня этого антициклона, в действительности имеет совершенно самостоятельное происхождение и циркуляционное значение. В формировании летней погоды на Дальнем Востоке роль области высокого давления над Охотским морем и прилегающими к нему районами является определяющей.

Рассмотрим вертикальную структуру поля высокого давления над Охотским морем в теплое полугодие. Области высокого давления, формирующие охотский антициклон, чаще всего представляют собой средние барические образования. Низким холодным образованием охотский антициклон бывает сравнительно редко - в апреле, когда продолжительность его существования наименьшая, из-за чего антициклон не успевает превратиться в высокое барическое образование, тем более, что приходит с еще холодного континента и попадают на море, в значительной степени покрытое льдами. Высокими антициклоны бывают также сравнительно редко - в сентябре, т.к. в сентябре поле высокого давления в значительной степени формируется за счет западных антициклонов, которые по мере продвижения к востоку прогреваются и обычно приходят на Охотское море уже средними, а нередко и высокими образованиями (сентябрь на Дальнем Востоке теплее не только апреля, но и мая). В июле антициклональные воздействия наиболее продолжительны.

Самым характерным положением на картах АТ<sub>500</sub> в районе Охотского моря в случаях наличия здесь антициклональной циркуляции на уровне моря является передняя часть высотного гребня. Как известно, такая структура поля геопотенциала наиболее благоприятна для процессов антициклогенеза,

Преобладание антициклональной циркуляции над Охотским морем создают антициклоны, движущиеся по типовым траекториям, которые в свою очередь можно объединить в четыре группы.

К первой группе можно отнести арктические северо-восточные (или ультра-полярные) воздействия. Как правило, по этим траекториям распространяются на юго-запад, в тыловых частях циклонов или ложбин, проходящих на Берингово море, низкие холодные ядра или отроги полярного антициклона. В начале воздействия они обычно невелики по размерам и смещаются быстро, но над центральной частью Охотского моря стабилизируются, расширяются по площади и усиливаются. При этом постепенно происходит изменение его вертикальной структуры, и когда центр высокого давления смещается в район Курильских островов, антициклон превращается в среднее или иногда высокое барическое образование.

Воздействия по северо-восточным траекториям составляют свыше четверти всех антициклональных воздействий по количеству и около трети их общей продолжительности, причем самой активной из них является траектория, проходящая из Арктики на запад Охотского моря.

Вторая группа траекторий - северо-западные арктические воздействия. Они осуществляются реже северо-восточных и много уступают им по общей продолжительности. Это объясняется малой повторяемостью движения антициклонов по северо - западным траекториям в летнее время, когда континент Восточной Азии имеет высокие температуры и условия для существования областей высокого давления здесь неблагоприятны.

Третья группа - западные траектории. Годовой ход повторяемости движения антициклонов по этим путям соответствует годовому ходу интенсивности зональной циркуляции: максимум весной, резкое уменьшение летом и быстрое увеличение в августе и сентябре. Движение антициклонов по западным траекториям происходит со скоростями более высокими, чем по другим путям, причем их стабилизации над Охотским морем не происходит. Благодаря этому продолжительность западных воздействий значительно меньше других и составляет всего около двух суток.

По траектории примерно по  $55^{\circ}$  с.ш., как правило, движутся небольшие промежуточные антициклоны, нередко это гребни без замкнутых изобар в центре. По траектории примерно по  $45^{\circ}$  с.ш. движутся обширные и хорошо развитые антициклоны, которые затем стабилизируются над океаном. Но на Охотское море распространяются лишь гребни этих антициклонов; поэтому антициклональная циркуляция в рассматриваемом районе сохраняется непродолжительное время.

Четвертая группа - охотская траектория. Эта траектория является весьма активной. Формирование области высокого давления происходит в пределах самого Охотского моря. При этом на севере присутствует арктический антициклон и отсюда происходят затоки арктического воздуха на северную и центральную части Охотского моря. Но в поле давления у земли эти вторжения не выражены и барическое оформление антициклона происходит над Охотским морем, по западной периферии высотной ложбины. Следует отметить большую продолжительность воздействий по четвертой траектории. Так в июле продолжительность иногда достигает 12 суток.

Таким образом, режим антициклональной циркуляции над Охотским морем в теплое полугодие создается:

- 1) стабилизацией в этом районе ядер и отрогов арктических антициклонов,
- 2) формированием новых антициклонов над самим Охотским морем, происходящим в основном также за счет арктических воздействий,
- 3) прохождением через Охотское море западных антициклонов или их гребней.

Некоторое значение имеют также случаи распространения на Охотское море западных отрогов областей высокого давления, располагающихся над Беринговым морем.

Касаясь вопроса о причинах формирования охотского антициклона, иногда прежде всего указывают на непосредственное охлаждение воздуха от поверхности Охотского моря, где льды, как известно, местами встречаются еще в июне, а иногда даже в июле. Отмечается близость холодного течения Ойя-сио, наличие выхода на поверхность глубинных холодных вод в некоторых районах моря, затраты большого количества тепла при процессе таяния льдов и т.д. После тщательного изучения этого вопроса дальневосточниками - синоптиками оказалось, что непосредственное термическое влияние поверхности Охотского моря не может считаться сколько-нибудь существенным фактором формирования охотского

антициклона. Эта поверхность в теплое полугодие действительно является относительно холодной. Однако не менее холодными являются и воздушные массы полярного антициклона, которые в основном обуславливают формирование области высокого давления над Охотским морем.

Такого выхолаживания, которое было бы достаточным для заметного усиления ядер арктического антициклона, на Охотском море не наблюдается. Этот эффект мог бы иметь место в случаях перемещения гребней или ядер, приходящих на Охотское море с запада, поскольку они сформированы из масс более теплого континентального воздуха. Однако такие процессы наблюдаются при хорошо развитом зональном переносе, когда ядра высокого давления проходят над Охотским морем быстро и поэтому воздушные массы не успевают подвергнуться существенному охлаждению в пределах Охотского моря.

Таким образом, процессы антициклогенеза над Охотским морем осуществляются при наличии высотного гребня над континентальными районами Дальнего Востока ( по восточной периферии этого гребня распространяются ядра арктического антициклона) и ложбины в районе Камчатки. Такая структура высотного термобарического поля является характерной особенностью летнего сезона в Восточной Азии. Ее формированию и устойчивости благоприятствует наличие сезонного температурного контраста между Азиатским материком и Тихим океаном, а также деформация зонального течения под влиянием орографии Центральной Азии. Непосредственное охлаждение воздуха над поверхностью Охотского моря не является сколько-нибудь существенным фактором повышения давления в этом районе.

#### **7.4 Летняя циклоническая деятельность над бассейном Амура**

В теплое полугодие на территории, включающей восточную часть Забайкалья, северо- восточные провинции Китая, Амурскую область, западные районы Хабаровского и Приморского краев, называемой обычно бассейном Амура, преобладающей является циклоническая циркуляция. С апреля по сентябрь циклоническое поле наблюдается в среднем от 17 до 22 дней в месяц, а иногда до 28 дней в месяц [2].

Летняя область пониженного давления, которую нередко называют летней дальневосточной депрессией, занимает обширные районы Азии. Это часть общей азиатской депрессии, занимающей области Северо-Восточного Китая и примыкающие к нему районы российского Приамурья и Монголии.

Хотя на средних картах давления дальневосточная депрессия объединена весной с алеутской, а летом с южноазиатской депрессиями, в действительности она имеет особое происхождение и самостоятельное циркуляционное значение. В теплое полугодие она является одним из

основных барических образований в системе циркуляции атмосферы на Дальнем Востоке.

По поводу режима циклонической циркуляции можно сказать следующее. В летние месяцы над выделенной территорией наблюдается весьма частая, но вялая циклоническая деятельность, в то время как весной и осенью циклоны в этом районе более интенсивны. Повторяемость летней дальневосточной депрессии представляет собой сравнительно устойчивую величину, но ее интенсивность колеблется в больших пределах. Многие циклоны не приходят на выделенную территорию высокими образованиями, а становятся таковыми над ней. Летняя дальневосточная депрессия не является приземным барическим образованием, большинство циклонов, ее формирующих, являются высокими.

Циклоническое поле над выделенной территорией в теплое полугодие создается как циклонами, приходящими сюда из других районов Азии, так и циклонами, возникающими здесь. Особенно часто циклоны возникают здесь в период с мая по август.

Пути, по которым сюда приходят циклоны объединены в семь типовых траекторий: сибирская, южносибирская, прибайкальская, монгольская, северокитайская, китайская, тихоокеанская.

Больше всего возникает местных циклонов. После местных наибольшую повторяемость имеют монгольские циклоны, затем прибайкальские. Наименьшую повторяемость имеют циклоны, смещающиеся по тихоокеанской траектории. По остальным траекториям повторяемость смещения примерно одинакова.

Таким образом, если учесть, что 35% циклонов, определяющих преобладание циклонического поля над выделенной территорией в теплое полугодие, возникает на месте, а большая часть остальных циклонов возникает в районах, непосредственно прилегающих к выделенной территории (Восточная Монголия, Прибайкалье, Северный Китай), то можно сказать, что летняя дальневосточная депрессия формируется в основном за счет местных, восточноазиатских циклонов. Особенно это относится к собственно летним месяцам. Однако циклоническая деятельность, развивающаяся в теплое полугодие над Сибирью, играет большую роль в формировании летней дальневосточной депрессии, т.к. возникновение большинства монгольских и прибайкальских циклонов и части циклонов над выделенной территорией тесно связано с процессами прохождения циклонов через Сибирь на Якутию.

Летняя депрессия существует не только потому, что этот и прилегающие к нему районы в теплое полугодие являются местами частого возникновения циклонов, но и потому, что большинство циклонов достигает здесь наибольшей глубины и замедляет скорость своего перемещения в восточном направлении. Рассматриваемая территория является районом не только частого возникновения циклонов, но и еще более частого их заполнения, т.к. около половины всех циклонов заполняется здесь, преимущественно над восточными районами.

Характерные особенности циклонической деятельности и изменения ее режима в значительной степени объясняются теми изменениями, которые происходят в летний сезон в географическом положении и степени развития высотных гребней и ложбин, в интенсивности зонального переноса и в положении и интенсивности ВФЗ над Восточной Азией.

После разрушения зимнего азиатского антициклона весной циклоническая деятельность активизируется над континентальными районами Дальнего Востока вследствие развития зонального переноса над умеренными широтами Азии, причем выделенная территория находится в зоне деятельности ПВФЗ умеренных широт. Летом в соответствии с общим ослаблением зонального переноса и перемещением ВФЗ в северные районы Восточной Азии интенсивность циклонических возмущений в рассматриваемом районе резко уменьшается.

Однако благодаря формированию высотного гребня над Дальним Востоком и связанному с этим процессом антициклогенеза над Охотским морем циклоны над выделенной территорией превращаются в высокие малоподвижные депрессии, вызывающие образование новых частных циклонов, вследствие чего число дней с преобладанием циклонического поля остается высоким. В сентябре в связи с усилением междуширотных контрастов температуры и давления, осуществлением холодных вторжений и перемещением к югу полярной ВФЗ циклоническая деятельность вновь активизируется. Таким образом, летом развитие антициклогенеза над Охотским морем приводит к тому, что впереди циклонов, находящихся над Приамурьем, создается барьер высокого давления, который является препятствием для их дальнейшего перемещения к востоку.

Все вышесказанное отнюдь не исключает участия в формировании летней дальневосточной депрессии термического и орографического факторов.

Вообще подразделение факторов на циркуляционные, термические и орографические в определенной степени условно. При изучении атмосферных процессов обычно обнаруживается тесное переплетение этих факторов, причем местные термические влияния и воздействия орографии проявляются только при соответствующей структуре термобарического поля, т.е. при определенных циркуляционных условиях. Например, для того, чтобы местный прогрев воздушных масс был эффективен и мог вызвать заметное понижение давления в приземном слое, необходимо отсутствие сильных воздушных течений над данным районом, чтобы поступающее от подстилающей поверхности тепло не уносилось в другие районы.

Именно такое тесное взаимодействие перечисленных факторов обнаруживается при изучении летней дальневосточной депрессии. Поэтому ее нельзя назвать просто термической, динамической или орографической. Можно лишь указать, в чем и при каких условиях проявляется действие каждого из факторов.

Роль термического воздействия подстилающей поверхности состоит в том, что вследствие прогрева воздушной массы снизу в нижней половине

тропосферы создается влажно неустойчивая стратификация, при которой становится возможным распространение верхнего циклонического вихря сверху вниз. Благодаря этому под высотной депрессией возникают новые бесфронтальные малоподвижные депрессии у поверхности земли и высокие циклоны существуют длительное время, не имея связи с ВФЗ и не принимая в свою систему новых циклонов. Заполнение таких циклонов у поверхности земли происходит одновременно с заполнением высотной депрессии. Следовательно, эффект местного термического фактора проявляется главным образом в поддержании уже существующей циклонической циркуляции.

Что касается орографических причин, способствующих формированию летней дальневосточной депрессии, то они многочисленны и разнообразны. Рассмотрим некоторые из них.

Горные массивы Прибайкалья и южной Якутии являются разделом между циклонами, идущими с запада на Якутию и направляющимися в Приамурье и Северо-Восточный Китай, отклоняя траектории последних к югу. По этой причине на выделенную территорию с запада попадает несколько больше циклонов, чем это было бы в равнинных условиях,

Основная часть циклонов (45%), приходящих на выделенную территорию из Прибайкалья и Монголии, имеет орографическое происхождение (возникая с подветренной стороны). Но возникают они только при определенных циркуляционных условиях - в ложбинах основных циклонов, под ВФЗ.

Важнейшей из орографических причин является орографическая деформация западных высотных ложбин и связанные с ней процессы циклогенеза над Восточной Монголией и Забайкальем. Высотные ложбины, перемещающиеся к востоку, при приближении к основному горному массиву Центральной Азии - Тибетскому плато и примыкающим к нему хребтам - часто деформируются. Южная часть ложбины задерживается перед горным массивом. Северная часть ложбины продолжает движение к востоку, проходя по Сибири, но интенсивность ее при этом обычно заметно ослабевает. Однако, когда такая ложбина, обогнув с севера систему горных хребтов Центральной Азии, выходит в район Байкала, то она восстанавливается и распространяется к югу от Байкала.

Именно благодаря регенерации высотной ложбины в районе Байкала создается структура термобарического поля, благоприятная для новообразования циклонов над Восточной Монголией и Прибайкальем.

Орографические условия способствуют замедлению скорости перемещения циклонов, малоподвижности и заполнению наряду с общециркуляционными условиями (наличие антициклогенеза в районе Охотского моря).

Возвышенности Восточной Азии играют большую роль в формировании термического поля тропосферы. В теплое полугодие Тибетское плато является источником тепла для тропосферы и воздух над плато имеет более высокую температуру, чем находящийся на том же уровне воздух над окружающими районами. Это основная причина формирования летнего тибетского

высотного антициклона и высотных ложбин по обе стороны от него. Частое заполнение южной части высотной ложбины, которое имеет место при прохождении ею районов Центральной Азии, связано с более высокими температурами над Тибетским плато и прилегающими к нему горными районами, а ее восстановление над Восточной Монголией - с более низкими температурами над таким сравнительно равнинным районом. Кроме того, нужно отметить, что температурные различия между равнинными районами выделенной территории и окружающими ее горными районами способствуют сохранению длительное время высотных депрессий, несмотря на интенсивное прогревание воздушной массы от подстилающей поверхности.

Неоднородность рельефа является причиной значительного суточного хода температуры и давления.

### 7.5 Выход тропических циклонов

Тропические циклоны (ТЦ) могут возникать в любое время года в тропических частях всех океанов, за исключением юго-восточной части Тихого океана и южной Атлантики, где наблюдаются холодные морские течения, а одним из условий возникновения ТЦ является температура поверхности океана выше  $26-27^{\circ}\text{C}$ . ТЦ, достигшие значительной интенсивности, в каждом районе имеют свое название. Так, на Дальнем Востоке их называют тайфунами (от китайского слова «тай», что значит сильный ветер).

Различают четыре стадии развития тайфунов:

1. Стадия тропической депрессии (начальная). Это стадия развития тайфуна, начинающаяся от момента его зарождения и продолжающаяся в течение всего времени, когда давление в центре тайфуна остается еще не менее 1000 гПа, а его область очерчивается только одной замкнутой изобарой. Максимальная скорость ветра в центре депрессий не превышает обычно 15-17 м/сек.

2. Стадия собственно тайфуна. Эта стадия продолжается от момента, когда депрессия углубилась до значения, меньшего, чем 1000гПа, и очерчивается по крайней мере двумя замкнутыми изобарами до момента трансформации тайфуна в полярнофронтальный циклон, если эта трансформация имела место (термин «регенерация» менее удачен, чем "трансформация"). Как правило, в этой стадии тайфуны достигали своего максимального развития и глубины. Скорость ветра в центре тайфунов в этой стадии достигает 40-45 м/сек, а в наиболее глубоких из них - 65-75 м/сек.

3. Стадия трансформации тайфуна в полярнофронтальный циклон. С этой стадией связано изменение многих характеристик тайфуна и в первую очередь резкое изменение направления и скорости его смещения. В период этой стадии тайфун становится термически асимметричным. Как правило, процесс трансформации претерпевали тайфуны, находящиеся во второй стадии развития, но иногда трансформируются и тропические депрессии.

4. Стадия трансформированного тайфуна. В этой стадии тайфуны по существу уже представляет собой полярнофронтальный циклон, сформированный из масс воздуха, принесенных тайфуном, и масс воздуха умеренных широт. Трансформированный тайфун обладает всеми качествами полярнофронтального циклона, обычно характеризуясь при этом значительной глубиной и энергией.

Рассмотрим основные характеристики тайфунов для каждой из четырех названных стадий развития.

#### 1 стадия. Тропическая депрессия

При рассмотрении мест зарождения тайфунов обнаруживаются два хорошо локализованных района возникновения депрессий, из которых в дальнейшем развились тайфуны.

Одним из районов зарождения тайфунов является район восточной части Каролинского архипелага, ограниченный меридианами  $160^{\circ}$  и  $150^{\circ}$  в.д., а с юга и севера параллелями  $3^{\circ}$  и  $10^{\circ}$  с.ш.

Вторым районом зарождения тайфунов является район к востоку от Филиппинских о-вов, ограниченный с востока меридианом  $134^{\circ}$ , а с юга и севера параллелями  $10^{\circ}$  и  $18^{\circ}$  с.ш.

Таким образом, районом зарождения тропических депрессий является полоса, ограниченная с юга экватором, а с севера параллелью  $15^{\circ}$  с.ш. Эта полоса простирается от меридиана  $180^{\circ}$  до Филиппинских о-вов. В районе Филиппин она приподнимается к северу, ограничиваясь параллелями  $5^{\circ}$  и  $20^{\circ}$  с.ш. Однако наиболее часто в пределах этой полосы депрессии возникали в районе восточных островов Каролинского архипелага, а также к востоку от Филиппин.

Продолжительность стадии депрессии равняется 1-5 суток. Период существования депрессий, не развившихся в тайфуны, равнялся 1-3 суткам. Диаметр депрессий в момент зарождения и в первые сутки существования равен 200-300 милям, а к концу первой стадии составляет 300-500 миль. Депрессии смещаются в общем к северо-западу со скоростью 120-340 миль в сутки. Международная морская миля равна 1852 м.

#### 2 стадия. Тайфун

Углубление тайфунов из стадии тропических депрессий происходит в полосе между параллелями  $10^{\circ}$  и  $24^{\circ}$  с. ш. Вторая стадия развития тайфунов характеризуется их быстрым углублением. Иногда за одни сутки давление в центре тайфуна падает на несколько десятков гПа. В этой стадии тайфуны наиболее интенсивны. В начальный период диаметр тайфунов колеблется от 360 до 900 миль, а в момент максимального углубления - от 800 до 1400 миль. В среднем генеральное направление движения тайфунов во второй стадии - северо-западное, но часто они смещаются с большей северной составляющей.

#### 3 стадия. Трансформация тайфуна в полярнофронтальный циклон

Трансформация тайфунов в полярнофронтальные циклоны происходит в основном в зоне от  $20^{\circ}$  до  $34^{\circ}$  с.ш. от  $120^{\circ}$  до  $150^{\circ}$  в.д. Площадь, занимаемая

тайфунами в момент трансформации практически остается равной их площади за сутки перед трансформацией. Процесс трансформации длится около суток.

#### 4 Стадия. Трансформированный тайфун.

После трансформации тайфунов (в том числе и депрессий) в полярнофронтовые циклоны самым характерным является резкое изменение направления смещения вправо, т.е. к северо-востоку, и очень значительное увеличение скорости смещения. Угол поворота траектория колеблется от 30 до 130°.

В ближайшие сутки после трансформации давление в центре тайфунов растет или остается без существенных изменений. В полярнофронтовые циклоны трансформируются около 80% всех встреченных тайфунов.

Наибольшее число тайфунов, возникших над Тихим океаном и попавших на Японское море и Приморский край, наблюдается (в порядке убывания их количества) в августе, июле и сентябре. Число тайфунов меняется из года в год и варьирует в пределах 1-4. Давление в центрах тайфунов над Японским морем и Приморским краем наблюдалось в пределах 960-1005 гПа. Крайние пределы давления наблюдаются редко. Примерно 70% имеет давление от 990 до 1000 гПа.

Тайфуны, проходящие через Японское море или Приморский край, по районам их наиболее частого прохождения можно разделить на три группы или типа. К 1 типу относятся тайфуны, проходящие с Тихого океана через Восточно-Китайское море и восточные районы Китая на Приморский край. Ко 2 типу относятся тайфуны, проходящие через Желтое море и Корею на юг Приморского края или север Японского моря. К 3 типу относятся тайфуны, проходящие с юга через Японские о-ва на Японское море или Приморский край.

Большая часть выходящих к северу тайфунов подвергается регенерации на холодном фронте, а точнее трансформации. Тайфуны типа 1 регенерируют обычно над территорией Китая на широтах 35-40° с.ш., тайфуны типа 2 - над Желтым морем, тайфуны типа 3 - над севером Японского моря или над частью Тихого океана, прилегающей к о.Хонсю с юга.

Тайфуны смещаются по типу 1 преимущественно в июле, по типу 2 - в июле и августе, по типу 3 - во второй половине августа, сентябре и октябре.

Кроме выше указанных типов (или траекторий) тайфунов, часто тайфуны перемещаются в западном направлении южнее Японского моря и затухают над территорией Восточного Китая. Также тайфуны могут перемещаться в восточном направлении южнее Японского моря или заполняться вблизи Японского моря и Приморского края.

Как уже указывалось выше, основной сезон выхода тайфунов в умеренные широты Дальнего Востока продолжается с июля по сентябрь. В мае, июне и октябре тайфуны на Японском море появляются исключительно редко, а в период с ноября по апрель их здесь вообще не бывает. Это объясняется сезонными изменениями положения северотихоокеанского субтропического антициклона и зоны западных потоков умеренных широт

северного полушария. На широте оси направленного к западу гребня тихоокеанского антициклона происходит изменение направления движения тайфуна. Здесь располагается так называемая точка перегиба (поворота) траектории. Тайфун, двигавшийся до этого к западу или северо-западу, после точки перегиба начинает смещаться к северо-востоку (обратная ветвь траектории). В холодное полугодие, когда субтропический антициклон оттеснен к юго-востоку и зона западных потоков в тропосфере распространяется далеко к югу, точки перегиба траекторий располагаются на 15-19° с.ш. Поэтому все тайфуны холодного полугодия, траектории которых имеют обратную ветвь (ее имеют примерно 60% всех тропических циклонов, остальные затухают, не достигая точки поворота), уже около 20° с.ш. увлекаются западными потоками и проходят значительно южнее Японии. Летом и в начале осени, когда гребень северотихоокеанского антициклон сильно развит к северо-западу, точки перегиба лежат в зоне 21-25° с.ш., а в отдельных случаях в зоне 35-40° с.ш. Кроме того, в этот период они располагаются, как правило, западнее, чем в другие сезоны (гребень субтропического антициклона наиболее приближен к берегам Азии).

Южная граница западных потоков лежит в среднем вдоль 40° с.ш.

Таким образом, создаются условия, при которых отдельные тропические циклоны могут выйти на районы Российского Дальнего Востока.

Тайфуны, проникшие в Японское море, могут далее переместиться на Сахалин и Охотское море. На погодные условия Курильских о-вов и южной части Камчатки оказывают влияние также многие из тайфунов, проходящих к северо-востоку через Японию или вблизи ее восточного побережья. В некоторых случаях, когда гребень субтропического антициклона особенно сильно развит к северо-западу и южная граница зоны западных потоков оттеснена к 50° с.ш., тайфун долгое время движется к северу, не отклоняясь или мало отклоняясь к востоку, и выходит через Желтое или Японское море не только на Приморье, но и на Хабаровский край.

Решать вопрос о возможности выхода тропического циклона в умеренные широты Дальнего Востока необходимо с момента появления его центра в районе 25° с.ш., между 120 и 140° в.д., т.к. в некоторых случаях тайфун, располагающийся в этом районе, уже через сутки может выйти на Японское море. При этом следует исходить из общей структуры высотного поля, различая три основных его типа

Для первого из них характерна изоляция тайфуна от полярной ложбины и ВФЗ, проходящей вдоль 40-50° с.ш. Эта изоляция обусловлена широтным антициклоническим преобразованием высотного деформационного поля, при котором у поверхности земли и в средней тропосфере формируется полоса высокого давления, протянувшаяся от Китая на Южную Японию и прилегающую к ней часть Тихого океана, т.е. севернее района расположения тайфуна. В этом случае тропический циклон или постепенно заполняется, мало меняя свое положение, или продолжает двигаться к западу или северо-западу и заполняется над территорией Китая. Таким образом, эта группа тропических циклонов непосредственной опасности для районов российского

Дальнего Востока не представляет. Правда, некоторые тайфуны, выходящие на Восточный Китай, меняют направление движения на северо-восточное и перемещаются на Приамурье или Приморье. Такие случаи возможны, если одновременно с выходом тайфуна на Китай с севера на эти районы распространяется высотная ложбина. Может также случиться, что в период малоподвижности тайфуна над океаном в районе  $25^{\circ}$  с.ш. происходит разрушение перемычки высокого давления и тайфун начинает двигаться к северу, на Желтое или Японское море. Однако и в том и другом случае это происходит только через несколько дней. В момент, когда тайфун только появился у  $25^{\circ}$  с.ш., судить о возможности таких процессов затруднительно.

Второй тип характеризуется меридиональным циклоническим преобразованием высотного деформационного поля. Тайфун в этом случае не изолирован от полярной ложбины и имеет возможность перемещаться в северо-восточном направлении. Однако, если в момент, когда тайфун находится у  $25^{\circ}$  с.ш., полярная ложбина и гребень субтропического антициклона занимают такое восточное положение, которое позволяет тропическому циклону идти юго-восточнее Японии и по крайней мере в ближайшие сутки он не будет представлять опасности для районов Дальнего Востока.

Структура поля  $AT_{500}$ , при которой тайфун, расположенный в районе  $25^{\circ}$  с.ш., получает возможность выхода на районы российского Дальнего Востока и уже в следующие сутки может появиться над Японским морем, также характеризуется меридиональным циклоническим преобразованием высотного деформационного поля, но ось высотной ложбины располагается западнее, чем в предыдущем случае, а тихоокеанский гребень сильно развит к северу. В соответствии с этим тайфун двигается по более западной траектории и дальше продвигается к северу.

Тропические циклоны на Дальнем Востоке достигают максимальной глубины над океаном в среднем у  $20^{\circ}$  с.ш. Дальнейшее их продвижение на север, как правило, сопровождается заполнением, обусловленным удалением от наиболее теплых районов океана. Более быстрое затухание тайфунов происходит при выходе их на сушу, так как в этом случае, помимо резкого ослабления притока тепла и влаги с водной поверхности, наблюдается увеличение поверхностного трения и развитие неупорядоченной термической турбулентности. Поэтому большинство тайфунов, выходящих к  $40^{\circ}$  с.ш., имеет давление в центре в пределах 990- 1000 гПа.

Однако в случае выхода тайфуна в зону фронта умеренных широт указанная закономерность нередко нарушается. В основной сезон тайфунов (июль-сентябрь) фронт умеренных широт на Дальнем Востоке в среднем пролегает у  $40^{\circ}$  с.ш., и большинство тайфунов его не достигает. Но иногда, особенно часто в сентябре, фронт опускается к  $30^{\circ}$  с.ш., где тайфунов бывает сравнительно много. Поэтому процессы выхода тропических циклонов на фронт умеренных широт являются довольно частыми.

После выхода на фронт умеренных широт заполнение тайфуна замедляется или прекращается на некоторое время, но иногда происходит его

углубление. Это наблюдается в случаях выхода тайфуна на участок фронта с большими контрастами температуры. Такой участок обычно находится на юго-восточной периферии интенсивной высотной ложбины. Выход на фронт умеренных широт сопровождается также изменением термической структуры тайфуна. В средней и верхней тропосфере тропические циклоны, в отличие от внетропических, представляют собой депрессии с областью высоких температур в центре (чем отчасти объясняется очень низкое давление в тайфунах). После выхода на фронт умеренных широт эта область тепла сменяется ложбиной холода сначала в нижней, а затем и в верхней тропосфере. Пространственная ось тайфуна приобретает большой наклон и он превращается в термически ассиметричное образование, т.е. трансформируется во внетропический циклон. Дальнейшее перемещение тайфуна происходит в соответствии с направлением потоков ПВФЗ умеренных широт, чаще всего к северо-востоку.

### Список использованных источников

1. Архангельский В.Л. Приведение давления воздуха к уровню моря в Сибири зимой. Изд-во Саратов. ун-та, 1986, 23 с.
2. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть II, выпуск 3. Дальний Восток. Гидрометеоздат, Ленинград, 1988, с. 4-67.
3. Архангельский В.Л. О границах дальневосточного региона, выявляемых по циркуляционным признакам. В сб. Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья, вып. 4 (11). Изд-во Саратов. ун-та, 1975, с.39-46.
4. Архангельский В.Л., Полянская Е.А. О задачах региональной синоптики и о выделении регионов. В сб. Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья, вып.6. Изд-во Саратов. ун-та, 1970, с.3-14.
5. Архангельский В.Л. Некоторые особенности атмосферных процессов Забайкалья. Записки Забайкальского отдела географического общества СССР. Вып. XXIV, 1964, с.21-38.
6. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Ленинградский гидрометеорологический институт. Ленинград, 1988, 102 с.
7. Архангельский В.Л. Зимний охотскоморский циклон – сезонный центр действия атмосферы. – Журнал «Метеорология и гидрология». 1959, №4, с.21-25.