

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского

**Краткий курс лекций по дисциплине**

**Долгосрочные прогнозы погоды**

Для студентов специальности  
«Метеорология» 020602  
дневного и заочного отделения

Саратов 2011

## ВВЕДЕНИЕ

### ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОГОДЫ. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Долгосрочные прогнозы погоды (ДПП) – это такие прогнозы, которые составляются на срок от трёх и более дней. Из области долгосрочного прогнозирования в настоящее время выделилась самостоятельная область – среднесрочное прогнозирование погоды, охватывающее временной интервал 3 – 10 дней. К собственно долгосрочному прогнозированию относятся месячные прогнозы погоды, сезонные прогнозы погоды. К области сверхдолгосрочного прогнозирования относятся прогнозы на год, несколько лет. Отметим, что такие прогнозы уже сопряжены с климатическими. Однако приведённое деление условно и не является общепринятым. Во многих странах (США, Япония, страны, входящие в Европейский центр среднесрочного прогнозирования погоды (ЕЦСПП)) прогнозы на срок более трех дней считаются среднесрочными, а прогнозы на срок более 14 дней относятся к климатическим. Такое деление основано на предположении о «памяти» атмосферных процессов, которая не превышает двух недель.

Формулировки долгосрочных прогнозов погоды носят более общий характер, чем краткосрочных, а объектом прогнозирования являются не все характеристики и явления погоды, а лишь значения температуры воздуха и атмосферных осадков, осредненных во времени и в пространстве. Поэтому по мнению ряда авторов (Н.А.Багров, К.В.Кондратович, Д.А.Педь, А.И.Угрюмов) вместо термина ДПП следует употреблять термин ДМП (долгосрочные метеорологические прогнозы), что является, по их мнению, более точным.

Оправдываемость долгосрочных прогнозов погоды ниже оправдываемости краткосрочных и составляет  $\approx 75\%$ , но не смотря на это, такие прогнозы имеют большое число потребителей (работники сельского хозяйства, коммунальные и транспортные службы, речной и морской флот, подразделения МЧС).

Методы долгосрочного прогнозирования принципиально отличаются от методов составления прогнозов краткосрочных и требуют больших материальных, технических и временных затрат. Если при прогнозировании на одни - двое суток процессы можно считать адиабатическими, то при прогнозировании на больший срок неадиабатичность является главной причиной изменения погоды.

Первоначально ДПП развивалась как учение о макропроцессах – крупных атмосферных процессах, охватывающих большие географические пространства, соизмеримые с размерами больших частей материков и океанов, и устойчивых во времени, а отрасль знания называлась макрометеорологией – учение о физической природе атмосферных макропроцессов. Закономерности развития макропроцессов являются основой методов составления ДПП.

Сложность проблемы прогнозирования погоды на несколько дней, недель, месяц, сезон определила множество путей её разрешения. По принципу решения основных вопросов прогнозирования все многообразие существующих методов можно разделить на следующие направления: синоптическое, статистическое, физико – статистическое и гидродинамическое.

Синоптические методы предсказания погоды являются старейшими в метеорологии и наиболее разработанными. В синоптических методах ДПП используются карты погоды и карты барической топографии, а также ряд специальных карт (сборные, сборно кинематические), которые в сжатом, обобщенном виде отражают структуру атмосферной циркуляции. Широко используются карты отклонений метеорологических характеристик от климатических норм. Синоптические методы в своей основе региональны, так как учитывают физико – географические особенности своего региона.

Статистические методы ДПП возникли практически одновременно с синоптическими, однако их развитие затруднялось сложностью выполнения большого объема расчетов. Использование ЭВМ устранило это препятствие, а накопление материалов многолетних метеорологических наблюдений расширило возможности применения статистических методов. Недостаток статистических методов заключается в том, что они имеют тенденцию прогнозировать макропогоду, близкую к климатической норме. Прогноз экстремальных явлений статистическими методами практически невозможен.

Современное физико – статистическое направление уже стремится использовать при прогнозировании физически обоснованные связи и зависимости. С привлечением анализа текущего синоптического процесса становится возможным уйти от прогноза норм и перейти к прогнозу аномалий, а также детализировать погодные условия в течение месяца (волны тепла и холода, ход средней суточной температуры, периоды выпадения осадков).

Самыми «молодыми» методами долгосрочного прогнозирования являются гидродинамические (численные) методы. История их развития насчитывает всего около полувека. Они основаны на интегрировании уравнений гидродинамики с изменяющимися граничными условиями. Принципиальное ограничение применения численных методов в долгосрочном прогнозировании погоды связано с «пределом предсказуемости» атмосферных процессов. Предел предсказуемости – это временной масштаб научного предвидения. Считается, что предел предсказуемости связан с качественными особенностями течения

естественных процессов. Никакое техническое совершенствование системы инструментальных наблюдений, никакой прогресс вычислительной техники не позволит предсказать поведение объекта за пределом его предсказуемости. Прогноз развития облачности, прогноз положения и интенсивности барических образований ограничен определенным сроком. Дальше этого срока предсказать характер и степень развития процесса не представляется возможным. По мнению большинства исследователей, предел предсказуемости атмосферы ограничивается двумя неделями. Численные методы позволили повысить эффективность краткосрочных и среднесрочных прогнозов синоптического положения, вклад же их в составление прогнозов на месяц и сезон сравнительно невелик.

Некоторое время (семидесятые – восьмидесятые годы прошлого века) фундаментальные исследования в области синоптической макрометеорологии почти прекратились, но в большинстве стран, где составляются долгосрочные прогнозы погоды, синоптический метод до сих пор остаётся основным, а все остальные используются в качестве вспомогательных. В последнее время наиболее интенсивно ведутся исследования именно в области гидродинамических методов долгосрочного прогнозирования погоды. Это связано с тем, что эти методы, говоря словами А.А.Угрюмова «являются наиболее полным и адекватным научным обобщением физических процессов в атмосфере». Если будет решена задача интегрирования уравнений гидродинамики на довольно большие промежутки времени, то будет сделан очень большой шаг вперёд в области долгосрочного прогнозирования погоды. Поэтому пока прогнозы большей заблаговременности (на месяц, сезон) составляются другими методами – синоптическими и физико – статистическими, – позволяющими «обойти» предел предсказуемости.

Как уже упоминалось, что поскольку все аномалии макропогоды являются следствием аномального развития атмосферных макропроцессов, которые носят глобальный характер, то пути решения проблемы долгосрочного прогнозирования погоды связывают с изучением физической природы и построением теории общей циркуляции атмосферы (ОЦА).

## **Глава 1. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ПРИЧИНЫ, ЕЕ ВЫЗЫВАЮЩИЕ**

Под общей циркуляцией атмосферы понимают систему всех воздушных течений на земном шаре, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве, но таких, размеры которых соизмеримы с большими частями материков и океанов.

### **Раздел 1.1. История изучения общей циркуляции атмосферы**

Первыми исследователями ОЦА были моряки, поскольку суда были парусными и двигались только благодаря энергии ветра. Первые ветры, которые были замечены и описаны - это пассаты, а первые попытки

построения схем атмосферной циркуляции относятся к XVII в., когда Галлеем, а позже Гадлеем было дано объяснение пассатной циркуляции. Согласно исследованиям Гадлея, пассаты (и антипассаты) есть следствие меридиональной циркуляции воздуха, возникающей по термическим причинам: прогрев и поднятие воздуха у экватора, движение его в верхних слоях к полюсам, где он, охлаждаясь, опускается и возвращается у земли к экватору. Поскольку широтные градиенты температуры и давления воздуха много больше долготных, то это позволяет предполагать, что такие колеса циркуляции существуют на всех долготах. Известные в то время факты свидетельствовали о сухости воздуха в субтропиках (около  $30^{\circ}$  с. ш. и ю. ш.), что указывало на наличие в нижней половине тропосферы сильного нисходящего движения. В связи с этим Гадлей считал, что его схему меридиональной циркуляции необходимо ограничить областями между экватором,  $30^{\circ}$  с.ш. и  $30^{\circ}$  ю.ш. Следовательно, в субтропических широтах должно иметь место накопление («запруживание») воздуха, т.е. рост наземного давления, из которого в нижних слоях оттекает воздух в направлении к экватору. Существование силы Кориолиса заставляет движущиеся частицы отклоняться вправо в Северном полушарии и влево в Южном от первоначального направления движения, и поэтому пассаты у Земли в Северном полушарии имеют северо-восточное направление, а антипассаты наверху – юго-западное направление. В Южном полушарии пассат имеет юго-восточное направление, а антипассат – северо-западное. Эта классическая теория пассатной циркуляции без существенных видоизменений просуществовала более 200-двухсот лет и лишь после создания радиозонда и открытия западно-восточного переноса подверглась коренному пересмотру. Таким образом, первая схема общей циркуляции атмосферы имела вид вертикального колеса, где воздух поднимается на экваторе и опускается в районе  $30^{\circ}$  с. ш. и ю. ш.

По мере накопления данных и особенно после открытия полярного фронта схема циркуляции Гадлея была дополнена еще двумя колесами циркуляции - колесом умеренных и колесом полярных широт. В колесе циркуляции умеренных широт воздух из субтропиков у Земли перемещается к умеренным широтам, где поднимается по поверхности полярного фронта, а далее на высоте возвращается в субтропики.

В более высоких широтах имеет место арктическое колесо циркуляции. Воздух поднимается и течет на высотах к полюсу, там опускается и в приземном слое оттекает к югу. Вся эта схема получила название схема вертикальных колёс Бергерона.

Циркуляция арктическом и пассатном колесах циркуляции происходит в нормальном направлении: воздух у поверхности земли движется в более низкие (более теплые) широты, а на высоте - из низких широт в высокие. Иначе говоря, циркуляция здесь происходит в том направлении, которое нужно для преобразования потенциальной энергии, получаемой за счет нагревания воздуха в более южных районах и охлаждения в более северных, в кинетическую энергию движения. Что же касается колеса умеренных

широт, то здесь циркуляция имеет обратное направление: у земли из более теплых в более холодные районы, а на высоте, наоборот, из более холодных в более теплые. Такое движение может происходить лишь за счет внешних источников энергии, какими являются смежные циркуляции арктического и тропического колес: прямая циркуляция в двух этих ячейках вследствие трения должна способствовать возникновению колеса обратной циркуляции. умеренных широт.

Учитывая влияние силы Кориолиса, отклоняющей движущую частицу вправо в южном полушарии, влево – в северном, отметим, что в вертикальном колесе умеренных широт у земли должен существовать юго-западный ветер, который на высоте сменялся бы северо-восточным. Схемы, подобные схеме Бержерона и целый ряд других аналогичных схем (по Бьеркнесу, по Элиоту, по Пальмену, Келлогу и Шиллингу), более детальных, охватывающие не только тропосферу, но и более высокие слои атмосферы появлялись и в начале XX столетия.

Но уже в начале XX столетия, когда появились единичные наблюдения на высотах, начали высказываться сомнения в правильности существовавших представлений о причинах пассатной циркуляции, о направлении ветров в умеренных широтах, о механизме формирования субтропических антициклонов. Так, в 1905 г. Хергезель обнаружил на высоте 3-4 км на широтах  $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$  северо-западные ветры, наличие которых находилось в противоречии с представлением о существовании здесь антипассата юго-западного направления. А после изобретения радиозонда и регулярного составления карт барической топографии и открытия над полушариями западно-восточного переноса схема вертикальных колес Бержерона подверглась существенному пересмотру. по ходу движения схемы не выдерживали никакой критики: не существует на верху антипассата, (Ю-В), нет замкнутых вертикальных колес циркуляции в умеренных и высоких широтах. На всех уровнях (основываясь на анализе карт барической топографии) наблюдается западно-восточный перенос, усиливающийся с высотой. Кроме того, на экваторе температура ниже, чем в тропиках, и термическими причинами объяснить вертикальное колесо пассатной циркуляции нельзя. Фактическая картина общей циркуляции атмосферы гораздо сложнее.

Таким образом, рассмотренные схемы циркуляции атмосферы считались приемлемыми до тех пор, пока метеорологическая наука располагала скудными фактическими данными о циркуляции в низких и высоких широтах и о вертикальной структуре атмосферы.

## **Раздел 1.2. Современные представления об общей циркуляции атмосферы**

Современные представления об общей циркуляции атмосферы исходят из предположения зональности воздушных течений на всех уровнях тропосферы. Отметим, что первую схему зональной циркуляции предложили

русские учёные - Дородницын, Извеков и Швец. Она описывала только линии тока у поверхности земли, а колеса циркуляции были связаны со стратосферой.

Основной причиной общей циркуляции атмосферы является контраст температур между полюсом и экватором, который в Северном полушарии зимой составляет  $61\text{ }^{\circ}\text{C}$ , летом –  $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в Южном полушарии –  $75\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $29\text{ }^{\circ}\text{C}$  соответственно. Этот постоянно существующий контраст температур поддерживается непрерывным поступлением к Земле радиации Солнца. Но распределение этой энергии крайне неравномерно между различными областями. Вследствие этого возникают термические и барические градиенты, которые стремятся восстановить гидростатическое равновесие, и на вращающейся Земле формируются циркуляционные системы различного пространственно – временного масштаба.

Поступающая на Землю солнечная радиация поглощается и отражается земной поверхностью. Количество солнечной радиации, поглощаемой системой земля – атмосфера, зависит от отражательной способности различных естественных поверхностей, которая меняется в очень широких пределах. Изменение географической локализации ледовитости полярных морей, границ распространения снежного покрова и облачности приводит к изменениям термобарического поля тропосферы и, следовательно, влияет на характер атмосферной циркуляции.

Общая циркуляция атмосферы частично уменьшает контрасты температуры и давления между различными широтными зонами, обусловленные неравномерным поступлением солнечной радиации и различной поглощательной способностью участков подстилающей поверхности. Однако непрерывный процесс поступления и поглощения солнечной радиации формирует и поддерживает термическую неоднородность и, следовательно, общую циркуляцию атмосферы.

Таким образом, факторы, формирующие ОЦА, следующие:

1. Неравномерность распределения энергии на земном шаре за счет различия поступления солнечной радиации к различным широтам.
2. Неоднородность подстилающей поверхности (неравномерное распределение и нагревание суши и моря, орографические особенности).
3. Космические и геофизические факторы (вращение Земли, солнечная активность, вулканическая деятельность).

Среди факторов, участвующих в формировании ОЦА, имеются постоянно действующие, действующие длительное время и кратковременные. В результате совместного действия всех факторов создается сложная картина общей циркуляции атмосферы. Если первые два фактора формируют квазипостоянство течений общей циркуляции атмосферы, то третий фактор вызывает аномалии и флуктуации режима ОЦА.

Основное содержание ОЦА – циклоническая и антициклоническая деятельность. Именно благодаря ей осуществляется воздухообмен между высокими и низкими широтами, когда по западной периферии циклона и

восточной периферии антициклона холодные воздушные массы проникают к югу, а по восточной периферии циклонов и западной антициклонов тёплые - к северу.

Возмущающими факторами ОЦА (вызывающие аномалии ОЦА) считаются космические и геофизические факторы - такие процессы и явления в космическом пространстве, на Солнце или в недрах Земли, которые приводят к любым изменениям энергии, поступающей извне в систему атмосфера - подстилающая поверхность, или к изменениям в характере пространственного распределения приходящей энергии.

К космическим факторам, вызывающим аномалии ОЦА, в первую очередь относят солнечную активность.

В периоды повышенной солнечной активности меняется интенсивность (изменяется величина астрономической солнечной постоянной) и спектральный состав электро-магнитного излучения солнца - возрастает интенсивность УФ - радиации, которая влияет на концентрацию озона и тепловой баланс атмосферы. Кроме того Солнце испускает корпускулярные потоки, или потоки солнечной плазмы, так называемый солнечный ветер.

В период сильных взрывов на солнце (хромосферные вспышки) солнечный ветер становится неоднородным, из активных областей вырываются корпускулярные потоки, скорость и активность которых намного превосходят скорость и активность ветра при спокойном солнце. Воздействие солнечных корпускулярных потоков на верхнюю границу атмосферы (ВГА) Земли несомненно, но влияют ли корпускулярные потоки на циркуляцию, и соответственно погоду, тропосферы.?

Этот вопрос, пожалуй, наиболее сложный и наименее разработанный, несмотря на то, что ему посвящено очень большое количество работ, самые ранние из которых относятся к началу XX в.

Неопределенность наших знаний о влиянии солнечной активности на погоду обусловлена двумя обстоятельствами: во-первых, подавляющее большинство исследований имеет чисто статистический характер, во-вторых, выводы многих работ противоречивы, что затрудняет их использование в ДПП и мешает созданию физической теории.

Наличие связи между солнечной активностью и атмосферной циркуляцией должно приводить и к зависимости элементов погоды от солнечной активности. Длительные исследования такого рода зависимости показала, что коэффициент корреляции между показателями солнечной активности и важнейшими элементами погоды (температура воздуха и осадки) в среднем не превышают 0,3-0,4. Это означает, что связь между солнечной активностью и погодой в принципе существует, так как коэффициенты статистически значимы, но она весьма слабая: солнечная активность определяет колебания погоды в среднем на 10%-20%. Такой уровень связи характерен для месячного и сезонного осреднения, если рассматривать данные связи в глобальном масштабе.



Как и другие статистические связи, солнечно-тропосферные зависимости неустойчивы во времени, нестационарны. Так, например, среднее количество осадков в зоне  $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  с.ш. с 1890 по 1913 гг. имело отрицательную корреляцию с числом солнечных пятен ( $r = -0,67$ ), но позднее знак корреляции резко изменился. С 1914 по 1960 г. коэффициент корреляции резко возрос – до 0,74. Бывает, что связь совсем нарушается, а потом снова восстанавливается. Таким образом, приведённые примеры показывают, что практическое использование статистических связей числа солнечных пятен с элементами погоды в долгосрочном прогнозировании пока невозможно.

Основная сложность в построении физической модели солнечно-тропосферных связей заключается в том, что дополнительная энергия, которая приходит на землю в результате активных процессов на Солнце, во много раз меньше энергии атмосферной циркуляции и поэтому вряд ли может оказывать на нее прямое определяющее воздействие. На возбуждение циркуляции в масштабах планеты тратится около 2% приходящей лучистой энергии Солнца, или  $3 \cdot 10^{15}$  Вт. В среднем по размерам циклоне умеренных широт расход энергии составляет  $10^{13}$  Вт. Понятно, что энергия солнечной активности очень мала для того, чтобы оказывать прямое силовое воздействие не только на ОЦА, но даже и на отдельное барическое образование. Поэтому в качестве вывода можно отметить, что в любых физически реальных моделях солнечная активность выполняет лишь роль спускового (триггерного) механизма, который направляет развитие атмосферной неустойчивости в ту или другую сторону, либо вызывает незначительные изменения химического состава атмосферы, ведущие, однако, к существенным изменениям ее теплового баланса.

Существуют три направления моделирования солнечно-земных связей, в которых главными механизмами влияния солнечной активности на погоду считаются:

- 1) конденсационный;
- 2) озонный;
- 3) электрический.

Конденсационный механизм был предложен еще в XIX веке. Его сторонниками были Визе, Клейтон, Вительс и др. Суть этого механизма заключается в том, что в результате ионизации верхней тропосферы энергичными солнечными частицами происходит образование ядер конденсации, а следовательно и облачности типа перистой. Эта облачность влияет на альбедо Земли и на потоки инфракрасной радиации. Слой перистых облаков задерживает тепловую энергию, идущую от земной поверхности, следовательно, нагревается атмосфера, создаются дополнительные градиенты температуры, что может вызвать неустойчивость и изменить режим общей циркуляции атмосферы. В пользу такого механизма говорят следующие факторы - связь между появлением перистых облаков в высоких широтах и полярными сияниями и увеличение ионизации верхней тропосферы после солнечных вспышек. Сомнения вызывает то, что малые

атмосферные ионы вряд ли могут служить эффективными ядрами конденсации.

Озонный механизм связан с увеличением концентрации озона ( $O_3$ ) в стратосфере и мезосфере в периоды повышенной солнечной активности. Во время хромосферных вспышек идут обычно две реакции – реакция образования (I) и разрушения (II) озона.



Молекула кислорода, поглощая квант энергии, распадается на атомы, которые, в свою очередь, соединяются с молекулой кислорода, образуя озон. При взаимодействии озона оксидом азота (II) молекула озона разрушается, в результате чего вновь образуется кислород.

Содержание озона определяется балансом между приведенными реакциями, но чаще преобладает реакция поглощения ультрафиолетовой радиации. Так на высоте двадцать – тридцать километров максимальная толщина слоя озона 0,16 см в минимуме кривой солнечной активности, и 0,20 см – в максимуме кривой. Суть озонного механизма заключается в том, что увеличение концентрации  $O_3$  приводит к разогреву стратосферы за счет увеличения поглощения ультрафиолетовой радиации. Модельные расчёты показали, что на высотах 30-40 км нагревание воздуха примерно на  $0,3^\circ$  в сутки больше в годы максимума, чем в годы минимума солнечной активности. Для лета было получено, что в связи с этим нагревом усиливается восточный перенос в стратосфере и мезосфере, тем самым увеличивается мощность запирающего слоя между тропосферой и стратосферой (примерно на высоте 20 км), который препятствует переносу энергии тропосферы в верхние слои.

Суть электрического механизма заключается в следующем: в периоды вторжения высокоэнергетичных частиц в ионосферу возрастает ее ионизация, проводимость и электрические токи, текущие между ионосферой и Землей. Эти токи могут провоцировать возникновение гроз и других конвективных явлений. Но электрический механизм объясняет главным образом эффекты краткосрочных прогнозов погоды.

Еще как один источник возможных космических воздействий на атмосферу называются галактические космические лучи (ГКЛ). ГКЛ - это поток элементарных частиц высокой энергии, порождаемой эволюционными взрывами звезд. Но поток ГКЛ вблизи земли невелик, и его влияние на энергетический баланс атмосферы, а вместе с тем ОЦА ничтожно. Тем не менее имеются гипотезы, что ГКЛ влияют на химический состав стратомезосферы, а вместе с тем и на метеорологическую солнечную постоянную. Но выпадение частиц ГКЛ в земную атмосферу зависит от солнечной активности и не рассматривается как самостоятельный фактор возмущения ОЦА.

Также к космическим факторам, влияющим на ОЦА, относятся и гравитационные взаимодействия Земли и других планет солнечной системы. Однако сосредоточение их в узком секторе пространства (парад планет),

когда возможны максимальные гравитационные эффекты, происходит раз в 179 лет. Навряд ли этим фактором можно объяснить регулярные аномалии общей циркуляции атмосферы.

В качестве геофизических факторов, влияющих на изменение режима общей циркуляции атмосферы рассматривается вулканическая деятельность, колебания параметров вращения Земли.

Установлено, что даже при неизменности солнечной энергии, поступающей на ВГА, метеорологическая солнечная постоянная (поток радиации, приходящий к земной поверхности) испытывает довольно значительные колебания, которые, в первую очередь, зависят от прозрачности атмосферы. Прозрачность атмосферы, в свою очередь, очень сильно зависит от содержания в атмосфере аэрозоля. В глобальном масштабе самым мощным источником аэрозоля являются вулканы. При вулканических извержениях повышенные концентрации аэрозоля сохраняются в атмосфере несколько лет. В результате поглощение солнечной радиации в аэрозольном слое усиливается, а на поверхность Земли поступает ослабленный поток солнечного излучения. Это вызывает аномальную перестройку атмосферной циркуляции, и, следовательно, погоды на несколько месяцев, а, возможно, и лет.

Среди параметров вращения Земли в первую очередь следует указать нутацию земной оси и как следствие этого миграцию географических полюсов. Эти два фактора вызывают в атмосфере явление полюсного прилива, периодичность которого 14 месяцев. Влияние полюсного прилива выражается в образовании крупномасштабной барической волны, перемещающейся вдоль круга широты. Если максимум такой волны придется на Исландский минимум, то он ослабеет, если в область Исландского минимума попадет минимум такой волны, то Исландский циклон окажется аномально глубоким. Таким образом, непостоянство скорости вращения Земли может быть причиной аномалий ОЦА,

## **Глава 2. ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ**

Основными объектами общей циркуляции атмосферы являются крупномасштабные стационарные барические вихри и связанные с ними системы ветров. У земной поверхности объектами макроциркуляции являются центры действия атмосферы (ЦДА) – обширные климатические области преобладания циклонической и антициклонической циркуляции.

Центры действия атмосферы, обнаруживаемые на средних многолетних картах названы постоянными. Это Исландский минимум, Азорский максимум, Алеутский минимум, Гонолуийский или Гавайский максимум, Полярный антициклон. Центры действия атмосферы, выявляемые на среднемесячных и сезонных картах называются сезонными ЦДА. Это зимний Азиатский антициклон, Охотскоморский зимний циклон, Средиземноморский зимний циклон, летний Среднеазиатский минимум,

зимний Канадский максимум. То есть, сезонные ЦДА преобладают в то или иное время года над определённым географическим районом.

Классические работы по ЦДА синоптического и климатического аспектов были в свое время выполнены Ван-Биббером, Тейсеран-де-Бором, Мультиановским, Бауром, Россби, Воейковым, Визе. После выполнения этих работ внимание к ЦДА было долгое время ослаблено. Правда, в последние годы вследствие развития физико-статистических и гидродинамических методов прогноза погоды ЦДА снова стали предметом исследования. Однако классические подходы к исследованию ЦДА являются до сих пор непревзойденными.

Отметим, что в настоящее время использование ЦДА в прогностической практике перестало носить чисто формальный, а нередко даже поверхностный и механический характер. Если раньше они понимались и использовались лишь как некоторые объекты статистического осреднения барического поля, то сейчас рассматриваются как важнейшие структурные части единого организма ОЦА. Центры действия атмосферы не просто крупные климатологические и синоптические области повышенного и пониженного давления, а крупные элементы в субтропическом поясе повышенного давления, в среднеширотной зоне пониженного давления, в полярных областях, а крупные структурные объекты в системе общей циркуляции атмосферы. Они являются не только носителями погоды в своей области, а объектами, влияющие на процессы в синхронном и асинхронном аспекте на погоду не только всего Северного (Южного) полушария, но и на всю атмосферу. Их динамика как в плане изменения их интенсивности, так и в плане географических смещений коренным образом влияет на планетарную систему ОЦА. Изучение тех или иных закономерностей динамики центров действия означает изучение важнейших особенностей глобальной циркуляции.

Рассмотрим теперь вопрос, касающийся причин возникновения центров действия атмосферы.

Основными причинами формирования ЦДА являются поток приходящего к Земле излучения Солнца и расположение материков и океанов. Примерно одинаковый в течение года приток радиации в тропическую зону и относительно холодная океаническая поверхность по сравнению с разогретыми континентами способствует росту приземного давления над океанами формированию над ними стационарных субтропических антициклонов. Над континентами же давление несколько понижено. Кроме того, существование субтропических максимумов поддерживается смещающимися с севера антициклональными ядрами.

Если в формировании субтропических антициклонов главным фактором является различный нагрев неоднородной (вода, суша) подстилающей поверхности, то в формировании атлантического и тихоокеанского минимумов давления умеренных широт определяющая роль принадлежит подстилающей поверхности как фактора, формирующего особую структуру поля средней тропосферы.

Роль подстилающей поверхности в формировании ЦДА заключается в следующем. В умеренных широтах в течение десяти месяцев года за исключением июля и августа океан теплее суши. Поэтому над относительно теплыми океанами воздух нагревается и над ним изобарические поверхности повышаются, а над относительно холодной сушей воздух охлажден, и изобарические поверхности понижаются. В связи с этим над океаном в толще тропосферы будет формироваться высотный гребень, а над континентами – высотная ложбина. С определенным географическим расположением материков и океанов связана и географическая локализация зон сгущения и разрежения изогипс. Зоны конвергенции расположены у восточных берегов континентов, зоны дивергенции – у западных. Дивергенция – зона расхождения изогипс – благоприятствует циклогенезу, конвергенция – зона сходимости – антициклогенезу. Таким образом, подстилающая поверхность влияет на распределение наземного давления не непосредственно, а через соответствующие изменения структуры высотного термобарического поля тропосферы.

Исландский циклон формируется следующим образом. В соответствии со структурой высотного барического поля (АТ – 500 гПа) в многолетнем среднем над западной частью Атлантического океана существует высотная ложбина. Передняя часть ложбины – это зона активного циклогенеза. Возникающие здесь циклоны перемещаются далее в северо-восточном направлении по ведущему потоку. В районе Исландии они нередко превращаются в центральные циклоны, сильно углубляются и длительное время остаются в этом районе. Их углублению способствует также дивергенция течений на высоте. Аналогичным образом объясняется существование алеутского циклона. Однако, следует отметить, что исландская депрессия как центр действия атмосферы более интенсивна, чем алеутская, так как мощность течений системы Курошио и влияние Аляски как источника холода соответственно уступает системе теплых течений Атлантики и воздействию такого «холодильника» как Гренландия.

Интенсивность и географическое положение постоянных ЦДА изменяется от зимы к лету. Исландская и Алеутская депрессии необычайно активны зимой, когда Азорский и Гонолульский максимум ослаблены. От зимы к лету происходит заполнение Исландской и Алеутской депрессий и смещение их к северу, также к северу-востоку смещается Азорский антициклон и происходит усиление его и Гонолульского максимума. В Южном полушарии в январе (лето южного полушария) над материками (Южная Америка, Южная часть Африки, Австралия) располагаются циклоны, между материками – обширные максимумы давления – субтропические антициклоны. В июле (зима) над Австралией располагается антициклон, а субтропические максимумы сильно ослаблены и размыты.

Все центры действия связаны между собой. Одновременное усиление или ослабление обоих атлантических центров (Исландская депрессия и Азорский антициклон) сказывается на циркуляции атмосферы всего северного полушария. Это явление было обнаружено Д. Уокером и получено

название североатлантического колебания. Кроме указанного и наиболее изученного североатлантического колебания, выделяют ещё две крупномасштабные колебательные системы:

- северотихоокеанское колебание - одновременное ослабление или усиление обоих тихоокеанских центров действия;

- южное колебание, которое проявляется в противоположности фаз хода давления в центрах субтропических антициклонов Северного (Азорский и Гавайский) полушария и их аналогов в Южном полушарии – Тихоокеанского, Индийского и Атлантического. Считается, что эти крупные изменения режима атмосферной циркуляции в умеренных и тропических широтах океанов влияют на аномалии макропогоды в различных регионах земного шара. Отметим, что в настоящее время выделяют более мелкие аналогичные колебания – Восточно - Канадское, Скандинавское и др. [...].

Ещё одной особенностью циркуляции умеренных широт помимо круглогодичного присутствия над океанами областей пониженного давления является сезонная смена знака барического поля над континентами, что проявляется в существовании сезонных ЦДА. Летний прогрев огромного массива суши приводит к формированию над центральными районами Евразии летнего минимума давления. Механизм образования зимнего азиатского антициклона более сложен. В связи с систематическим возникновением высотного гребня над Атлантикой регулярно возникают сопряжённые с ним ложбины над Западной Европой. По мере развития европейской высотной ложбины в её передней (восточной) части усиливается адвекция теплого воздуха на северо - восток (на Таймыр). Это приводит здесь к развитию сопряженного высотного гребня. Адвекция холодного воздуха по восточной его части в сочетании с динамическими факторами обуславливает систематическое повышение наземного антициклона. Возникший здесь у земли антициклон способствует радиационному охлаждению воздуха и его оседанию. С этим связан дополнительный приток к рассматриваемым районам воздуха в верхних слоях, что способствует дальнейшему усилению антициклона.

Как уже отмечалось, с постоянным и сезонными центрами действия связаны особые относительно устойчивые системы ветров земного шара – пассаты, муссоны.

Образование пассатов связано с существованием постоянных центров действия атмосферы - субтропических максимумов давления. Если ранее пассатную циркуляцию представляли в виде вертикального колеса, которое возникает по термическим причинам, то в настоящее время принято считать, что пассатная циркуляция есть результат циркуляции воздуха в субтропических антициклонах. Пассаты – это ветры восточных и южных периферий этих ЦДА. Таким образом, пояс пассатов не охватывает весь субтропический пояс. Он прерывается в тех районах, где находятся западные части антициклонов. Также пассатных ветров не может быть и над континентами. Поскольку сами ЦДА несколько мигрируют и имеют различную интенсивность, то это отражается на локализации пассатов и их

силе. Из анализа карт среднего ветра для всего земного шара можно заключить, что чисто пассатные ветры охватывают небольшие пространства субтропического пояса, где они наблюдаются в 80%. В большинстве районов этой зоны пассаты встречаются в 40% - 30%, иногда меньше.

Муссоны - ветры довольно устойчивые, охватывающие большие пространства и меняющие свое направление в теплые и холодные сезоны на  $120^{\circ}$ - $180^{\circ}$ . До 50-х годов возникновение муссонов связывалось с существованием вертикального колеса циркуляции, существование которого поддерживалось температурными контрастами между материками и океанами зимой и летом. В настоящее время муссонная циркуляция умеренных широт рассматривается как результат деятельности сезонных ЦДА (зимний Азиатский, зимний Канадский) и сезонных пульсаций постоянных ЦДА (Гавайский, Азорский) антициклоны.

Особо следует остановиться на циркуляция в полярных областях. Над арктическими широтами Северного полушария постоянно существует область высокого давления – Полярный антициклон, который обычно ослаблен в зимнее время. К весне наблюдается усиление полярного максимума, который занимает большую часть Арктики, а летом арктический антициклон занимает почти весь полярный бассейн, однако его интенсивность и величина барических градиентов невелики. В Антарктике над материком существует постоянный антициклон. Состояние антарктического антициклона зависит от сезонных изменений циркуляции. От весны к лету увеличивается приток солнечной радиации, разогревая в первую очередь стратосферу и верхние слои тропосферы. Прогрев этих слоев приводит к поднятию изобарических поверхностей, т.е. к развитию здесь области высокого давления. Антарктический антициклон в течении лета становится высоким барическим образованием. Давление повышается также и у земли. К концу лета нагревание верхних слоев замедляется, уменьшается концентрация  $O_3$ . Осенью и в начале зимы начинается охлаждение верхних и приземных слоев атмосферы. В связи с этим изобарические поверхности понижаются почти на всех уровнях. В результате над наземным антарктическим антициклоном в верхних слоях наблюдается область низкого давления, т.е. антициклон становится низким барическим образованием. Давление у земли зимой также значительно ниже, чем летом. Весной снова происходит нагрев атмосферы, который прежде всего проявляется в стратосфере. В связи с этим изобарические поверхности поднимаются, и область низкого давления, расположенная над антарктическим антициклоном, начинает ослабевать, сменяясь к лету антициклоном. Т.о., антарктический наземный антициклон наиболее хорошо выражен и устойчив летом (особенно в декабре и январе), и наиболее ослаблен в зимнее время года.

Относительно недавно (конец XX века) вокруг побережья Антарктиды выявлены довольно устойчивые климатические области низкого давления, расположенные над южными частями Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Эти области получили название Южно-Атлантический, Южно-

Индийский и Южно-Тихоокеанский циклоны. В настоящее время они исследованы довольно подробно [...]. Среднегодовая интенсивность всех этих центров действия примерно одинакова. Они более глубоки, примерно на 20 гПа, по сравнению с Исландским и Алеутским минимумами давления. Циклонические центры действия в Южном полушарии располагаются ближе к полюсу, особенно Южно-Тихоокеанский центр, который почти на 17° широты ближе к Южному полюсу, чем его Северо-Тихоокеанский аналог к Северному. Циклонические центры действия Южного полушария смещаются зимой к востоку, летом занимают более западное положение.

Отметим, что на Земле из пяти постоянных циклонических центра действия самым изменчивым и по интенсивности, и по широтно-долготному смещению является Исландский минимум давления.

После изобретения радиозонда и открытия на всех широтах горизонтального движения воздуха, усиливающегося с высотой (западно-восточный перенос умеренных широт, восточный перенос в экваториальной зоне), кардинально была пересмотрена схема вертикальных колёс Бергерона. Существование ячеек Гадлея и Ферреля отрицалось, так как горизонтальный перенос исключает меридиональные движения воздуха. Исходя из современного уровня познания ОЦА, ячейка Гадлея объясняется восходящими движениями в области ВЗК и нисходящими – в центрах субтропических максимумов давления. Подъём воздуха в циклонах умеренных широт и опускание в тех же субтропических антициклонах поддерживает существование ячейки Ферреля. Понятно, что меридиональные системы циркуляции (ячейки Гадлея и Ферреля) существуют не всегда, меняют свою локализацию и интенсивность в зависимости от пульсаций постоянных ЦДА северного полушария. Таким образом, ячейка Гадлея существует в северном полушарии между экватором и 30° с.ш. Средняя меридиональная циркуляция, более слабая в умеренной зоне (30°-60° с.ш.) образует в этих широтах обратную циркуляционную ячейку - ячейку Ферреля. В настоящее время оценена интенсивность этих ячеек. Зимой наиболее мощный перенос массы осуществляется в ячейке Гадлея  $\sim 230 \cdot 10^6$  т/с, Ферреля - соответственно  $\sim 30 \cdot 10^6$  т/с. Ячейка Гадлея летом смещается к северу примерно на 20° ш. и ослабевает. Положение ячейки Ферреля от зимы к лету меняется мало. Отметим, что меридиональная циркуляция гораздо слабее зональной.

### **Глава 3 ЦИРКУЛЯЦИЯ НА СРЕДНЕМ УРОВНЕ ТРОПОСФЕРЫ.**

Средний уровень тропосферы – это уровень, соответствующий изобарической поверхности АТ-500 гПа и высоте примерно 5 км. Этот уровень до сих пор остаётся основным в долгосрочном прогнозировании погоды, что объясняется следующими моментами.

Во-первых, половина всей массы всей атмосферы сосредоточена в нижнем пятикилометровом слое, здесь находится почти весь водяной пар, а также



ядра конденсации, и поэтому в этом слое происходят такие важнейшие метеорологические процессы, как образование облаков и выпадение осадков, что, в конечном счете, и определяет погоду. Во-вторых, на уровне 5 км уменьшается влияние подстилающей поверхности, поэтому характер циркуляции отличается большей устойчивостью, чем циркуляция у земли.

Со средним уровнем атмосферы тесно связано понятие планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ). Известно, что на Земле существует постоянный контраст температур между высокими и низкими широтами, который оценивается зимой -  $61^{\circ}\text{C}$ , летом -  $27^{\circ}\text{C}$  в Северном полушарии, и летом -  $29^{\circ}\text{C}$ , зимой -  $75^{\circ}\text{C}$  - в Южном. Но контрасты температур между полюсом и экватором распределены не равномерно по широтам, а концентрируются в определенных, сравнительно узких широтных зонах. При этом величина контрастов зимой почти повсеместно больше, чем летом. Таким образом, ПВФЗ - это сравнительно узкая широтная зона сосредоточения температурных контрастов между полюсом и экватором, опоясывающая земной шар. Ширина ПВФЗ - 800-1000 км, высота - до 12 км.

Так как в этой зоне сосредоточены температурные контрасты между полюсом и экватором, то в ней концентрируется значительная часть энергии атмосферной циркуляции и происходит непрерывное преобразование потенциальной энергии разнородных ВМ в кинетическую энергию струйных течений и вертикальных движений. Следовательно, в ней наблюдаются максимальные значения барических градиентов и скоростей ветра. ПВФЗ является местом возникновения фронтальных циклонов и антициклонов, то есть с ней связаны активные процессы циклогенеза.

Введение понятия высотная фронтальная зона (ВФЗ) и распространение этого понятия на все северное полушарие (ПВФЗ) принадлежит Х.П. Погосяну и Н.Л. Таборовскому. Впоследствии ими изучалось и уточнялось расположение высотных фронтальных зон в отдельных районах и на всем полушарии, качественные и количественные характеристики ПВФЗ (ее размеры и протяженность, температурные контрасты, скорости ветра, запасы энергии), описывались особенности ПВФЗ в различных синоптических сезонах и при различных формах циркуляции, а также роль ПВФЗ в процессах циклогенеза. Отметим, что большая часть исследований, выполненных по изучению планетарных высотных фронтальных зон (ПВФЗ), относятся к 40-м – 60-м годам.

ПВФЗ мигрирует вдоль меридиана от сезона к сезону: летом приближается к полюсу, зимой - к экватору, соответственно изменяется положение фронтальных зон и зон циклогенеза. Она имеет 3-х вихревую структуру, которая выражена лучше зимой, чем летом.

С планетарной высотной фронтальной зоной связан ряд важных макропроцессов, во многом определяющих деятельность атмосферы нашей планеты, поэтому дальнейшее изучение миграции, причин возникновения, развития и разрушения ПВФЗ представляет большой интерес для долгосрочного прогнозирования.

## Глава 4. ЦИРКУЛЯЦИЯ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ

Циркуляция в стратосфере и мезосфере отличается от тропосферной. Если тропосфера нагревается и охлаждается от земной поверхности, то стратосфера разогревается за счёт поглощения солнечной энергии, в первую очередь, озоном, и её термический режим напрямую зависит от прихода солнечной энергии. В связи с этим в стратосфере формируется особый циркуляционный режим.

Главной особенностью стратосферной и мезосферной циркуляции является то, что барическое поле от зимы к лету во внетропических широтах меняется с циклонического на антициклоническое. Центр стратосферного циклона (антициклона) расположен в районе полюса, а само барическое образование занимает большую часть полушария. Такое общее движение вокруг полюса называется циркумполярным вихрем (ЦПВ) или циркумполярным движением.

Смена циркуляции с зимнего режима на летний в северном полушарии происходит долго, она сильно растянута по времени, обычно с марта по май. При этом разрушается зимний циклонический циркумполярный вихрь, разбивается на отдельные циклоны. От Тихого океана к северу распространяется гребень высокого давления. Он постепенно охватывает все большую площадь, пока не распространится на все полушарие. Осенью сезонная смена циркуляций с антициклонального на циклональный тип происходит в 2-3 раза быстрее, примерно в одни и те же сроки - с конца августа до середины сентября. Весенняя перестройка начинается с верхних слоев и опускается вниз, а осенняя наоборот. В южном полушарии время сезонных перестроек несколько сдвинуто относительно перестроек в северном полушарии. В мезосфере барическое поле аналогично стратосферному.

Даты весенней перестройки ЦПВ имеют большое значение для долгосрочного прогнозирования. Установлен ряд синхронных и асинхронных связей дат перестройки и колебаний положения центра ЦПВ с особенностями тропосферной циркуляции и формированием аномалий макропогоды в различных регионах северного полушария. Например, по исследованиям Х.Х.Рафаиловой выход тихоокеанского антициклона или усиление его гребня на районы Канады-США, наблюдающееся в течение 10 дней и более приводит к формированию положительной аномалии средней месячной температуры воздуха в умеренных широтах евразийского континента. Выход же его на районы Чукотки или Восточной Сибири, продолжающийся более 10 дней, приводит к формированию отрицательной аномалии средней месячной температуры воздуха над большей частью евразийского континента.

## Раздел 4.1 Пространственная структура циркумполярных вихрей

Известно, что со средней тропосферы и до высоты 80 км в каждом полушарии существует циркумполярный вихрь - общее движение вокруг полюса. Если измерить площадь ЦПВ на различных высотах зимой, то окажется, что его площадь не одинакова на разных высотах и имеет определенную закономерность изменения. Вертикальный разрез через ЦПВ, зимой имеет вид кувшина, причём максимальное сужение расположено на высотах 15-20 км, минимальное - на высотах 30-40 км. Такой мощный циклонический вихрь господствует зимой в северном и южном полушариях.

Летом ЦПВ имеет следующий профиль: почти от земли до тропопаузы существует циклонический ЦПВ. В слое от 16 до 20 км не прослеживается какой-то определённый тип циркуляции, барическое поле в этом слое на соответствующих изобарических поверхностях представлено отдельными мелкими циклонами и антициклонами. Выше формируется мощный антициклон, занимающий все полушарие. Разрушение антициклона происходит вследствие уменьшения облучения стратосферы.

## Раздел 4.2. Зимние взрывные стратосферные потепления

Для зимней стратосферы характерна циклоническая циркуляция с одним вихрем, расположенным большей частью над атлантическим или евразийским секторами Арктики. При этом над полушарием господствует западный перенос. В субтропических зонах то возникают, то исчезают антициклонические вихри, наиболее устойчивые из которых - тихоокеанский и атлантический антициклон. Бывает так, что по неизвестным пока причинам антициклонические центры активизируются, усиливается меридиональность стратосферных потоков, при этом циклонический вихрь раздваивается, появляется хорошо выраженное деформационное поле. Тихоокеанский и Атлантический максимумы распространяются далеко на север, обуславливая резкое повышение температуры и геопотенциала и изменение западных ветров на восточные или ослаблением первых над значительной территорией умеренных и полярных широт. Это явление, известное под названием внезапные зимние стратосферные потепления, довольно интересно и необычно. При этом в среднем стратосфера теплеет на  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$  С, иногда - на  $50^{\circ}$  С. Впервые это явление было обнаружено в 1952 г. немецким учёным Шерхагом.

После страто- и мезосферного потепления обычно восстанавливается циклонический ЦПВ. Летний антициклон ЦПВ не испытывает заметных колебаний. До сих пор считалось, что летний ЦПВ не испытывает заметных колебаний. Однако, есть некоторые факты о неустойчивости течений в нижней стратосфере летом.

Однако, до сих пор нет единого мнения о физической природе столь значительных изменений температуры в стратосфере. Иногда зимние

взрывные стратосферные потепления объясняют процессами, происходящими на Солнце, иногда - действием адвективных и динамических факторов, наблюдающихся в самой атмосфере.

### **Раздел 4.3. Квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере**

В конце 50-х годов было обнаружено, что над экватором на высотах 20-50 км направление ветра сохраняется приблизительно в течение 13 месяцев с западной составляющей, далее сменяется на восточную и продолжается также приблизительно 13 месяцев. Весь цикл занимает 26 месяцев, и поэтому он был назван квазидвухлетним циклом. Наиболее четко колебания зональной составляющей скорости ветра проявляются на высотах 18-30 км, причем максимальная амплитуда ветра на экваторе находится на высоте около 24 км средняя скорость ветра приблизительно 20 м/с.

Смена фазы западного ветра на восточный (или наоборот) начинается в верхней части указанного слоя на высоте 30 км. Затем ветры западного (восточного) направления постепенно со скоростью около 1 км/месяц распространяются вниз.

До сих пор неизвестны причины, вызывающие такое явление. Существует несколько теорий, одну из которых предложил А.А.Кац. По его мнению, первопричиной такого явления шестимесячные колебания зонального ветра в мезосфере, связанные с чисто сезонными особенностями её облучения. Эти колебания распространяются вниз, но не всегда достигают уровня 25-30 км. Такое глубокое их проникновение подчинено определенной ритмичности и наступает через 4 или 5, 6-месячных интервалов, что и дает в среднем 26-месячный цикл.

## **ГЛАВА 5. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ**

Важным фактором, не позволяющим считать при долгосрочном прогнозировании погоды атмосферные макропроцессы адиабатическими, является взаимодействие атмосферы с океаном. Океан занимает  $\approx 70\%$  площади земного шара и обладает в 5 раз бóльшей теплоемкостью, чем суша. Влияние его как подстилающей поверхности на атмосферу огромно. Если верхний 100-метровый слой океана охладить на  $0,1^{\circ}$  и предположить, что все тепло пойдет на нагревание атмосферы, то ее температура повысится на  $5^{\circ}$ - $6^{\circ}$  С.

Выделяют несколько видов взаимодействий океана с атмосферой.

В процессе динамического взаимодействия океана и атмосфера обмениваются механической, главным образом, кинетической) энергией. Поскольку запасы кинетической энергии в атмосфере значительно больше, чем в океане, она является ведущим звеном в динамическом взаимодействии, т.е. волнение океана целиком определяется воздействием ветра,

следовательно, атмосфера отдает свою энергию океану (не считая волнений в русле вулканических извержений на дне океана).

В процессе физико-химического взаимодействия океана с атмосферой происходит обмен газами, солями и другими веществами между океаном и атмосферой. Почти весь содержащийся в атмосфере водяной пар и соли поступают из океана. Океан поглощает атмосферный кислород и другие газы, из которых важен углекислый газ  $\text{CO}_2$ , и также в океан осаждаются атмосферная пыль.

Для долгосрочных прогнозов погоды наиболее важно изучение теплового взаимодействия океана и атмосферы. Роль океана в процессе трансформации солнечной радиации в потоки тепла в атмосферу огромно. Удельный поток тепла с поверхности океана во всех широтных зонах в 1,5-2 раза выше, чем с поверхности суши. Эта особенность объясняется различием в теплосодержании и мощности деятельных слоев океана и суши (деятельный слой- слой, непосредственно взаимодействующий с атмосферой). Мощность деятельного слоя суши не превышает нескольких метров, т.к. определяется медленными процессами молекулярной теплопроводности. В океане передача тепла в нижние слои происходит в основном путем турбулентного перемешивания воды, и деятельный слой океана простирается до 200-300 м. Еще я уже говорила, вода имеет в 5 раз большую теплоемкость, чем суша, следовательно, запасы тепла в океане намного больше. В среднем атмосфера северного полушария получает от океана 75% содержащих в ней запасов тепла. В южном полушарии-приближается к 100%.

Выделяют мелкомасштабное и крупномасштабное взаимодействия океана атмосферы.

Мелкомасштабными процессами теплового взаимодействия океана и атмосферы называются процессы обмена теплом и влагой на границе раздела вода-воздух. При изучении мелкомасштабного взаимодействия ограничиваются расчетом потоков тепла и влаги по данным о состоянии самого нижнего слоя атмосферы (несколько метров) и поверхности океана. Вычисленные т.о. потоки характеризуют тепло-и влагообмен во всем пограничном слое. Поток тепла на границе раздела вода-воздух определяют два процесса:

- 1) турбулентный обмен, обусловленный разностью температуры воды и прилегающего слоя воздуха ( $t_w - t_a$ ) (явный, или конвективный, теплообмен);
- 2) теплообмен, обусловленный испарением влаги с поверхности океана и последующей ее конденсацией в атмосфере с выделением тепла (скрытый, или неявный, теплообмен).

Для расчетов турбулентного потока тепла  $P$  и количества испарившейся влаги  $E$  используются соотношения вида:

$$P = a(t_w - t_a)u,$$
$$E = b(l_w - l_a)u,$$

где  $l_w$  и  $l_a$  - парц. давление у поверхности воды и парц. давление водяного пара;

$a, b$  – коэффициенты;

$t_w$  и  $t_a$  - температура воды и атмосферы.

В соответствии со знаком разности  $t_w - t_a$  выделяют два типа теплового взаимодействия океана и атмосферы.

Первый тип наблюдается при интенсивной конвекции в атмосфере, когда  $t_w - t_a > 0$ . Интенсивная конвекция возникает в случаях, когда холодная воздушная масса вторгается на теплую океаническую поверхность. Скорость конвекции в нижней тропосфере достигает при этом 3-6 см/с, что способствует быстрому прогреванию нижнего 5-км слоя воздуха. В качестве примера такого взаимодействия могут служить зимние процессы над океанами умеренных широт.

Второй тип отмечается, когда  $t_w - t_a < 0$ . В теплой воздушной массе над холодным океаном часто образуется туман. Высота его верхней границы не превышает 300-500 м. Охлаждающее влияние океана распространяется на атмосферу со скоростью 0,8 см/с. Примером второго типа теплового взаимодействия могут служить летние процессы у западных берегов океанов в умеренных широтах (туманы Ньюфаундленда).

Третий тип описан не так давно. Из формул следует, что тепловые потоки  $P$  и  $E$  зависят от скорости ветра  $u$ . Этот механизм развивается при штормах и сводится к тому, что движение воздуха над поверхностью океана создает в приводном слое турбулентность, которая значительно усиливает конвективные движения и способствует переносу тепла в верхние слои атмосферы. Однако, если скорость ветра превосходит некоторое критическое значение, Икр., добавляется еще теплообмен за счет испаряющихся в воздухе водяных брызг, срывааемых с гребней волн. Этот механизм за 2-3 штормовых дня может перенести из океана в атмосферу такое количество тепла, которое поступает в спокойных условиях за месяц.

В океане выявлены области повышенного теплового баланса (зоны повышенной отдачи тепла океаном). Они получили название ЭАЗО - энергоактивные зоны океана. В Северном полушарии существуют четыре энергоактивные зоны: бермудская - 7500 МДж/(м<sup>2</sup>·год), ньюфаундленская - 6000 МДж/(м<sup>2</sup>·год), норвежская 4000 МДж/(м<sup>2</sup>·год), в теплом течении Куроисио 4000 МДж/(м<sup>2</sup>·год). В южном полушарии такие зоны расположены: восточнее моря Уэдделла, к югу от Африки, в районе Новой Зеландии.

При изучении крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы рассматривают вопросы влияния океанических тепла и влаги на развитие атмосферных макропроцессов. Изучения такого влияния основывается на предложении Шулейкиным понятия о глобальных тепловых машинах I и II рода.

В тепловой машине I рода нагревателем являются тропические районы земного шара, а холодильником - полярные области. Градиент внутренней и

потенциальной энергии атмосферы в сочетании с эффектом Кориолиса порождает западный перенос в атмосфере. В тропических районах 75% - 85% тепла атмосфера получает от океана. Именно работа тепловой машины I рода обуславливает западный перенос.

В глобальной тепловой машине II рода, по Шулейкину, холодильником и нагревателем попеременно (в зависимости от сезона) являются континенты и океаны. Поскольку их тепловое состояние изменяется, то изменяется направления градиентов, что генерирует в атмосфере возмущения западного переноса.

Кроме сезонных изменений температурных контрастов океан - континент, которые полагаются неизменными из года в год, существуют межгодовые колебания, связанные с аномалиями температуры океана (явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья), изменением границ ледовитости морей, снежного покрова, а также температуры и влажности почвы. Именно эти аномалии изменяют режим работы тепловой машины II рода и приводят к формированию аномалий циркуляции и погоды.

Помимо мелкомасштабного взаимодействия океана и атмосферы выделяют крупномасштабное их взаимодействие, которое, как правило, описывается эмпирическими моделями, что является одной из сложнейших задач гидрометеорологии. Удовлетворительное решение этой проблемы можно найти, применяя математическое моделирование.

Создание же эмпирической модели начинается с некоторой схемы развития процессов, в основу которой заложена определенная физическая логика, которая должна объяснить происхождение наблюдаемых в океане и атмосфере изменений. В атмосфере - это длительные аномалии ОЦА.

Одна из первых глобальных моделей была предложена Дуваниным. Основная идея этой модели - изменения циркуляции и термического режима обеих сред (океан - атмосфера) происходят синхронно на всей акватории океана. Различают 2 типа состояния системы океан - атмосфера.

1. Усиленной атмосферной циркуляции соответствует усиление основных течений в океане, и, следовательно, наличие положительной аномалии температур в теплых течениях и отрицательных - в холодных. Однако в таком состоянии заложена тенденция к самоликвидации: усиление Канарского и Северного пассатного течений приводит к тому, что тропические водные массы быстрее, чем обычно, уходят из тропической зоны - основного нагревателя вод Северной Атлантики. Они попадают в систему Гольфстрим относительно холодными, ослабляют здесь термические контрасты и циркуляцию воды, а затем происходит и ослабление циркуляции в атмосфере, т.к. охлажденные воды Гольфстрима будут отдавать меньше тепла атмосфере, чем обычно.

2. Ослабление циркуляции атмосферы приведет к ослаблению циркуляции океана, следует тропические воды будут задерживаться у экватора аномально долго, и станут аномально прогреваться. Выходя в Гольфстрим, они вновь усилят атмосферную циркуляцию.

Таким образом осуществляется автоколебательный процесс теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы. В этой модели период автоколебаний составляет 4 - 5 лет.

Для Тихого океана модель крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы разработана Бьеркнесом. По Бьеркнесу температура воды в экваториальной части Тихого океана и интенсивность пассатной циркуляции изменяются в режиме автоколебаний. Если на экваторе океан аномально прогрет, то это усиливает прямую циркуляционную ячейку Гадля (подъем тёплого воздуха на экваторе в системе ВЗК и возвращение его на экватор в виде пассата). Усиление пассатов ведет к сгону теплых вод на экваторе и подъему глубинных холодных. Происходит явление апвеллинга. Следовательно, ослабляются ячейка Гадля и пассатная циркуляция, воды задерживаются на экваторе аномально долго и начинают прогреваться. Изменение пассатной циркуляции ведет к колебаниям западного переноса в умеренных широтах.

Ещё одна модель глобального взаимодействия океана и атмосферы предложена А.А.Кацем. В этой модели колебательный характер взаимодействия тропосферной циркуляции и океана всё время поддерживается внешней вынуждающей силой – стратосферным квазидвухлетним циклом. Им предварительно установлена зависимость меридиональности циркуляции атмосферы от фазы квазидвухлетнего цикла. При западных ветрах в экваториальной стратосфере в атмосфере умеренных широт усиливается меридиональность, при восточных происходит ослабление меридиональности, или преобладание зонального типа циркуляции. В поле давления эта закономерность выражается в том, что в период западной фазы цикла субтропические антициклоны располагаются севернее своего нормального положения, в период восточной - южнее. Далее Кац рассмотрел возможную реакцию деятельного слоя океана на квазидвухлетние колебания атмосферной циркуляции. При западной фазе цикла одновременно усиливаются Гольфстрим и Лабрадорское течения, и ослабевает апвеллинг. При этом у экватора формируются положительные аномалии температуры воды. Таким образом, для западной фазы квазидвухлетнего цикла характерно усиление контрастов температуры воды. Характерная для западной фазы квазидвухлетнего цикла меридиональность в атмосфере начинает снижаться под влиянием температурного поля океана. При восточной фазе цикла развитие процессов в океане и атмосфере обратное: первоначально возникший западный тип циркуляции сменяется меридиональным, так как при восточной фазе усилены меридиональные черты распределения температуры воды в океане.

Исследования взаимодействия океана и атмосферы в умеренных широтах, как правило, посвящено поискам связей между аномалиями температуры поверхности воды в океане, аномалиями циркуляции атмосферы и аномалиями погоды. Показано, что атмосферная циркуляция и погода зависят не столько от общего температурного фона океана, сколько от географической локализации очагов аномалии температуры воды. Работы по



крупномасштабному взаимодействию, выполненные с привлечением трёхмерного анализа, показали, что на температуру океана реагирует вся нижняя тропосфера, по крайней мере, до уровня 500 гПа. При этом обострение высотных ложбин и гребней связывалось соответственно с отрицательными и положительными аномалиями температуры воды. Физически это вполне объяснимо: над положительными аномалиями воздух усиленно прогревается, изобарические поверхности поднимаются и в тропосфере возникает область повышенного давления, над отрицательными аномалиями – наоборот.

#### Список литературы

1. Н.А.Багров, К.В.Кондратович, Д.А.Педь, А.И.Угрюмов Долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 248 с.
2. А.А.Гирс Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1960. 560 с.
3. А.А. Гирс, К.В.Кондратович Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 342 с.
4. А.А.Кац Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды Л.: Гидрометеиздат. 1960. 270 с.
5. Т.В.Покровская Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гдрометеиздат. 1969. 254 с.
6. Х.Х.Рафаилова Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 317 с.
7. А.И.Угрюмов Долгосрочные метеорологические прогнозы. СПб.: ЗАО «НПП «Система». 2006. 84 с.
8. Г.Н. Чичасов Технология долгосрочных прогнозов погоды СПб.: Гидрометеиздат. 1991. 304 с.