

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



Представлено к печати
зам. директора ИКИ РАН
Е.А. Лупяном

Пр-2149

К.В. Федулов, Н.М. Астафьева

**ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ
И СТРУКТУРА КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ
(ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА)**

Москва, 2008

*K.V. Fedulov, N.M. Astafieva***ATMOSPHERIC CIRCULATION AND STRUCTURE OF CLIMATIC CHANGES
(BY DATA OF MICROWAVE REMOTE SENSING)**

The description of structure of the general circulation of atmosphere of the Earth and results of studying of its elements on the basis of the analysis of data of microwave satellite monitoring is presented. Data from electronic collection GLOBAL-Field of the global radio thermal fields generated by employees of IKI RAS on the basis of the strip information of microwave radiometers SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), established on space vehicles of series DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) are used. The basic method of the analysis is the localised spectral analysis on the basis of a wavelet transformation mathematical apparatus. The structure of processes over areas of the Atlantic and Pacific oceans (in the basic centres of action) is studied. Changes of a radio thermal fields connected with process El-nino, being one of the major indicators from year to year variability of climatic system of the Earth are especially noted.

Представлено описание структуры общей циркуляции атмосферы Земли и результаты изучения отдельных ее элементов на основе анализа данных микроволнового спутникового мониторинга. Используются данные из электронной коллекции GLOBAL-Field глобальных радиотепловых полей, сформированных сотрудниками ИКИ РАН на основе полосовой информации СВЧ-радиометрических приборов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), установленных на космических аппаратах серии DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Основным методом анализа является локализованный спектральный анализ на основе математического аппарата вейвлет-преобразования. Изучена структура процессов над акваториями Атлантического и Тихого океанов (в основных центрах действия). Особо отмечены изменения радиотеплового поля планеты, связанные с процессом Эль-Ниньо, являющимся одним из важнейших индикаторов междугодовой изменчивости климатической системы Земли.

Введение

Климатическая система планеты — наша среда обитания. Интерес к изменениям погоды и к изменчивости климата имеет длительную историю, сравнимую со временем жизни человечества. С развитием науки и техники этот интерес не ослабевает, а, наоборот, усиливается, поскольку появляются новые возможности для теоретического и экспериментального изучения физических процессов, участвующих в формировании климатической системы и влияющих на изменчивость климата.

Анализ данных природных наблюдений за изменениями характеристик природных процессов является важной составляющей изучения климатической изменчивости. Результаты анализа дают представление об основных закономерностях и особенностях структуры природных процессов и часто служат основой для построения теоретических моделей.

В настоящей работе изучаются данные микроволнового спутникового мониторинга, полученные радиометрами SSM/I. Пассивные микроволновые радиометры играют важную роль в зондировании атмосферы. Если на частотах 3–15 ГГц такие радиометры определяют излучательную способность поверхности с небольшой коррекцией на пары воды, то в диапазоне 15–35 ГГц влияние испарений воды увеличивается, а на частотах выше 35 ГГц эффект поглощения молекулами атмосферы становится доминирующим. Пассивный радиометр SSM/I работает на четырех частотах: 19,35; 22,24; 37,0 и 85,5 ГГц. Радиояркая температура на частоте 19,35 ГГц используется для дистанционной индикации осадков; на частотах 22,24 и 37,0 ГГц характеризует суммарную концентрацию паров воды в атмосфере, а также количество выпадающего дождя и содержание воды в облаках; на частоте 85,5 ГГц характеризует общее содержание воды — во всех видах, включая кристаллы льда в высоких слоях атмосферы, а также используется для определения ее температуры.

Содержание воды (в любых видах) в атмосфере является одним из факторов изменчивости радиационного режима климатической системы и представляет собой важный компонент в совокупности обратных связей — мощный и изменчивый регулятор радиационного режима атмосферы и подстилающей поверхности, ответственный за формирование погоды и климата.

Водяной пар в заморожен в атмосферные движения и его распределение в тропосфере контролируется крупномасштабными и мелкомасштабными движениями. Поэтому водяной пар можно рассматривать как очень репрезентативный трассер атмосферных движений. Анализ полей распределения радиояркой температуры показал их высокую информативность. На суточных радиотепловых полях, где

области повышенного влаго- и водосодержания являются трассерами (отпечатками) движений в атмосфере, можно легко проследить за сложными системами быстро меняющихся движений с масштабами от сотен километров до синоптических и планетарных.

Работа состоит из двух глав и заключения. В первой главе описаны основные элементы общей циркуляции атмосферы Земли. Во второй главе приведены результаты анализа некоторых данных, полученных в результате микроволнового спутникового мониторинга Земли (за период 1995–2004 гг.). В Заключении представлены некоторые выводы работы.

Структура временных рядов изучается методами классического спектрального и корреляционного анализа, а также локализованного спектрального анализа, основанными на математическом аппарате преобразования Фурье и вейвлет-преобразования [Астафьева, 1996, 1997; Daubechies, 1991], соответственно.

1. ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В главе описаны вертикальная структура атмосферы Земли (п. 1.1) и особенности распределения водяного пара в атмосфере (п. 1.2), структура общей циркуляции атмосферы (п. 1.3) и некоторые элементы общей циркуляции — крупномасштабные квазистационарные центры действия атмосферы: сезонные и перманентные (п. 1.4). Под **атмосферной циркуляцией** понимают систему воздушных течений над земным шаром. Атмосферная циркуляция занимает среди процессов в системе Солнце–Земля очень важное место и во многом определяет погоду и климат на планете.

1.1. Вертикальная структура атмосферы Земли

Практически гомогенная атмосфера, окружающая Землю, состоит из азота ~78 %, кислорода ~21 %, аргона — менее 1 %, углекислого газа, водорода, гелия, неона и других элементов. [Космическая физика, 1966; Семенченко, 2002; Чемберлен, 1981]. Кроме этих, хорошо перемешанных компонентов в воздухе есть малые составляющие — водяной пар и азот, содержание которых сильно меняется в пространстве и времени. В нижних слоях атмосферы — это водяной пар ~3 %, а на высотах 20–25 км — слой озона, предохраняющий планету от солнечной радиации.

Решающее воздействие на структуру атмосферы оказывает Солнечная радиация. Интенсивность излучения, приходящего на Землю, составляет $1,4 \cdot 10^6$ эрг/см². Спектральное распределение интенсивности излучения Солнца в первом приближении соответствует излучению черного тела, с эффективной температурой 5800 К. Преобладающая часть этого излучения приходится на видимую область спектра, для которой атмосфера практически прозрачна. Если бы Земля была быстро вращающимся абсолютно черным телом, то каждый квадратный сантиметр ее поверхности в среднем получал бы четверть всего потока, и её эффективная температура составляла 276 К. Часть приходящего на Землю излучения отражается обратно в межпланетное пространство и не оказывает влияния на тепловой баланс Земли. Альbedo Земли выражает долю этого отраженного излучения; приближенно значение альbedo равно 0,39. Отражение понижает температуру Земли, принимаемой за черное тело, до 245 К.

Практически всю свою энергию Земля получает от Солнца в виде электромагнитного излучения, сосредоточенного в спектральном диапазоне 0,3–2,0 мкм (его часто называют коротковолновым). Меньшая его часть, около 30 %, без существенного изменения спектра отражается облаками, океаном, сушей, растительностью и т. д., остальная поглощается атмосферными газами ~19 % и поверхностью Земли ~51 % (сушей и Мировым океаном). Эта часть в виде длинноволнового излучения поступает в атмосферу и перераспределяется ветрами и течениями, но в конечном итоге тоже излучается в космос (на более длинных волнах, чем пришедшее излучение, — в микроволновой части спектра) через ИК- и радиоокна прозрачности. Это излучение в основном тепловое, его температура T_r называется радиационной. Из теплового баланса Земли следует, что она примерно равна 258 К. Излучает, однако, не сама земная поверхность (ее средняя температура +15 °С, или 288 К), а атмосфера на той высоте, где ее температура примерно равна T_r ; эта же высота определяет верх тропосферы — **тропопаузу**, а дополнительный нагрев поверхности — **парниковый эффект**. На фоновом тепловом спектре выделяются полосы, соответствующие полосам поглощения парниковых газов — малых газовых составляющих атмосферы (H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , CH_4). Кроме того, это излучение пространственно неоднородно. Локальные различия в условиях поглощения и отражения приводят к различным скоростям нагрева различных областей, а возникающие вследствие этого градиенты температуры — к перемещениям воздушных масс и различным метеорологическим явлениям.

Атмосфера Земли имеет сложную вертикальную структуру, которая схематически показана на рис. 1.

Нижний слой атмосферы — **тропосфера** — характеризуется уменьшением температуры с высотой, а величина изменения (температурный градиент) равна 6,5 К/км. В тропосфере перенос энергии осуществляется излучением и конвекцией. Если бы воздух был совершенно сухим, то имел бы место адиабатический градиент 9,6 К/км, однако выделение тепла при конденсации водяных паров снижает величину градиента на уровне облаков до наблюдаемого влажно адиабатического значения. В тропиках тропосфера простирается до высоты 15–17 км, в умеренных широтах — до высоты 10–12 км, а над полюсами — до 8–9 км. В тропосфере сосредоточены 4/5 массы воздуха и практически весь водяной пар атмосферы. Самый нижний тонкий слой тропосферы (50–100 м) — **приземный слой**, в нем самые резкие градиенты температуры в течение суток. В слое до высоты 1–1,5 км — планетарном пограничном слое или слое трения — трение о земную поверхность заметно влияет на скорость ветра.

Верхняя граница тропосферы — **тропопауза** — приходится на высоту около 12 км. На этом уровне происходит конденсация содержащегося

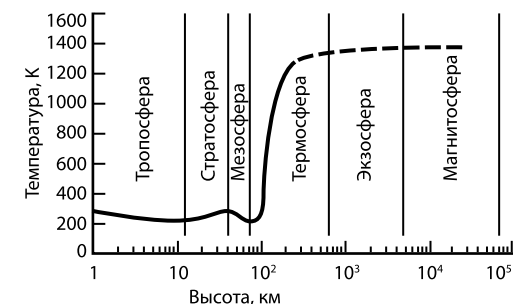


Рис. 1. Вертикальное строение атмосферы

в атмосфере водяного пара, вследствие чего устраняется основной источник непрозрачности в инфракрасной области. Поэтому вышележащие слои атмосферы находятся в основном в состоянии лучистого равновесия, и температура лишь незначительно уменьшается ниже 218 К — температуры тропопаузы. Над тропосферой расположена стратосфера. Более высокие слои стратосферы содержат озон и нагреваются до 340 К ультрафиолетовым излучением Солнца в области 2000–3000 Å. Следствие этого нагрева — инверсия температуры в стратосфере, что делает стратосферу устойчивой по отношению к конвективному перемешиванию, исключая некоторые необычные условия.

Максимум поглощения озоном солнечного излучения, доходящего до атмосферы Земли, приходится на высоту 50 км, и температура с дальнейшим увеличением высоты вновь падает, достигая 180 К на уровне 80 км. Это **мезосфера** — область конвективной неустойчивости. На еще больших высотах основным источником нагрева становятся фотодиссоциация O_2 и фотоионизация N_2 и атомарного кислорода. Особенно эффективна солнечная эмиссионная линия гелия 304 Å. Лежащая выше мезосферы **термосфера** характеризуется резким ростом температуры выше 100 км — температура достигает величины ~1500 К. Еще выше температура практически не меняется с высотой, но несколько колеблется в зависимости от времени суток и фазы солнечного цикла.

1.2. Водяной пар в атмосфере Земли

Атмосфера Земли гомогенна почти до высоты 90 км: 78,09 % азота, 20,95 % кислорода, 0,93% аргона, 0,03% углекислого газа; на долю остальных газов приходится тысячные и десятитысячные доли процента. Кроме перечисленных постоянных компонентов атмосфера содержит переменные: озон и водяной пар, которые оказывают огромное влияние на тепловой режим Земли и распределены в атмосфере далеко не так равномерно, как остальные компоненты воздуха [Хромов, Петросяни, 2006].

Самый нижний и наиболее плотный слой атмосферы — тропосфера — содержит до 80% всей массы атмосферы и простирается в полярных и средних широтах до высот 8–10 км, а в тропиках — до 16–18 км. В тропосфере температура падает с высот на 6–7 °С/км, поскольку нижние слои атмосферы получают тепло от земной поверхности, излучающей его в длинноволновом инфракрасном диапазоне и передающей также за счет конвекции и теплопроводности. Здесь развиваются практически все погодообразующие процессы, происходит тепловой и влагообмен между Землей и ее атмосферой, образуются облака (за исключением более высоких перламутровых и серебристых), дуют ветры, возникают различные метеорологические явления, туманы и осадки. Именно в тропосфере содержится более 90% водяного пара (H_2O), молекулы которого интенсивно поглощают инфракрасные лучи во всем диапазоне (за исключением «окна» на длинах волн 8–13 мкм).

Океаны содержат 97,5 % всей воды, земля (поверхность суши) — 2,4 %, а атмосфера — менее 0,001 %. Это кажется удивительным, поскольку вода играет очень важную роль в формировании погоды и в энергетике атмосферы. Ежегодные осадки, выпадающие на землю, в 30–40 раз, по оценкам разных авторов, превышают суммарное количество воды (и водяного пара), способное удерживаться атмосферой. Это указывает на быструю циркуляцию воды между поверхностью и атмосферой.

В году наблюдается в среднем для Земли 45 циклов испарение–осадки, а водяной пар в атмосфере полностью обновляется каждые 8–10 сут*. Таким образом, атмосферная влага является самым активным звеном круговорота воды в природе. Несмотря на относительно короткое время жизни, водяной пар переносится на огромные расстояния от места испарения до места выпадения в виде осадков, поскольку он вморожен в движущийся воздух и переносится атмосферными движениями разных масштабов и с разными скоростями. Так, например, скорость переноса водяного пара воздушными течениями по широте (зональный перенос) составляет в среднем 220 км/сут. Это одна из причин того, что, в отличие от большинства других присутствующих в атмосфере газов, содержание водяного пара в воздухе может очень сильно меняться в пространстве и времени.

Основными составляющими энергетического баланса являются нагревание при поглощении ультрафиолетового, видимого и инфракрасного излучения; остывание за счет излучения инфракрасной радиации; теплообмен с земной поверхностью; приобретение или потеря энергии при конденсации или испарении воды, а также при сжатии или расширении воздуха. Можно указать, по крайней мере, на три важных способа участия водяного пара в распределении энергии в атмосфере Земли: 1) фазовые переходы, 2) поглощение излучения в определенных диапазонах длин волн, 3) формирование защищающего облачного слоя (который оказывает влияние и на альбедо Земли).

1. За год с поверхности океанов испаряется $\sim 5,05 \cdot 10^8$ Мт, а с поверхности материков $\sim 0,72 \cdot 10^8$ Мт воды. На испарение такого количества воды затрачивается много тепла: $\sim 10^{24}$ Дж/год или 25 % солнечной энергии, поступающей на Землю. Тепло, затраченное на испарение (скрытая теплота парообразования), поступает вместе с водяным паром в атмосферу и выделяется там при его конденсации и формировании облаков, т. е. энергия конденсации водяного пара возвращается в атмосферу в форме скрытого (латентного) тепла.

2. Водяной пар определяет погодные условия не только вследствие конденсации, но и напрямую участвуя в энергетических процессах. Молекулы водяного пара (H_2O), как сказано выше, служат активным поглотителем инфракрасного излучения земной поверхности и атмосферы и влияют (наряду с CO_2) на формирование их теплового режима, являясь важнейшим фактором парникового эффекта. Фактически, водяной пар — основной парниковый газ: за счет него приземная температура воздуха приблизительно на 20 °С выше, чем была бы в его отсутствие.

3. В тропосфере содержится значительное количество водяных паров, при конденсации которых образуются облака. В среднем, облака покрывают около половины земного шара и являются важным фактором, определяющим погоду (и климат). Зимой и ночью облачность препятствует понижению температуры поверхности и приземного воздуха, летом и днем — ослабляет нагревание земной поверхности солнечными лучами, смягчая климат внутри материков.

Таким образом, поскольку вода обладает исключительно высокой удельной теплоемкостью, масса облаков и водяные пары, содержащиеся в атмосфере, существенно воздействуют на радиационный режим планеты, поглощая и

* Время жизни водяного пара значительно короче времени жизни многих других находящихся в атмосфере газов, например, CO_2 — несколько десятков лет, кислорода — около 3000 лет.

отражая избыток солнечной радиации и регулируя ее поступление на Землю*. Одновременно облака экранируют встречные тепловые потоки, идущие с поверхности Земли, снижая теплопотери в межпланетное пространство.

Распределение атмосферной влаги характеризуется большой региональной и временной неоднородностью. Среднее количество осадков в течение года составляет слой толщиной 1000 мм, однако в некоторых районах Индии годовой уровень осадков превышает 12 000 мм, а в среднеазиатских пустынях или на северо-востоке Сибири он едва достигает 200 мм. Известны три зоны максимума осадков (экваториальная область и две области в умеренных широтах обоих полушарий) и четыре зоны минимума осадков (в двух зонах пассатных широт, в Арктике и Антарктике). В течение года осадки также выпадают крайне неравномерно. В экваториальных районах наибольшее количество их выпадает дважды в году — после осеннего и весеннего равноденствия, в тропиках и муссонных областях — летом (при почти полном бездожде зимой), в субтропиках — зимой, в умеренных континентальных зонах максимум осадков приходится на лето.

Во влажном воздухе у земной поверхности содержание водяного пара составляет в среднем от 0,2 % в полярных широтах до 2,5 % у экватора (в отдельных случаях — от 0 до 4 %). Процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км (в гомосфере) практически не изменяется — воздух так хорошо перемешивается, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности.

В отличие от составляющих сухого воздуха, процентное содержание водяного пара изменяется с высотой, начиная с самых нижних слоев [Хромов, Петросянци, 2006]. Водяной пар постоянно поступает в атмосферу от поверхности и, распространяясь вверх, конденсирует. В результате давление и плотность водяного пара убывают с высотой гораздо быстрее, чем давление и плотность остальных газов воздуха. Общая плотность воздуха становится вдвое меньше, чем у поверхности, на высоте 5–6 км, а водяного пара — уже на высоте 1,5–2 км. На высоте 5–6 км давление водяного пара (и его содержание в воздухе) в 10 раз меньше, чем у поверхности. На высоте 10–15 км содержание водяного пара в воздухе ничтожно — в 100 раз меньше, чем у поверхности. Таким образом, половина всего водяного пара в атмосфере приходится на нижние 1,5 км, а свыше 99 % — на тропосферу.

Водяной пар в воздухе не виден. При его конденсации возникают капли и ледяные кристаллы. Очень разреженные мелкие капли и кристаллы вызывают помутнение воздуха (дымку), а более плотные скопления капель и кристаллов образуют облака и туманы. Капли облаков очень мелкие — в каждом кубическом сантиметре воздуха содержится от нескольких сотен до тысяч капель размером от 3 до 30 мкм (несколько граммов воды в 1 м³). Вследствие испарения капель облака могут рассеваться, если же капли (кристаллы) укрупняются, они начинают выпадать из облака в виде капель дождя, кристаллов снега и т. п.

Количество водяного пара, содержащегося во всем столбе воздуха над единицей площади земной поверхности, — **влагосодержание атмосферного столба**

* При кажущейся легкости облака содержат значительное количество воды. Водность облаков, то есть водосодержание (содержание воды в 1 м³), колеблется от менее 0,1 г до 10. Объемы облаков очень велики — десятки кубических километров, поэтому даже одно облако может содержать сотни тонн воды в виде капель или кристалликов льда.

(**осажденная вода** (precipitable water)). В среднем над каждым квадратным метром земной поверхности в воздухе содержится около 28,5 кг водяного пара, в то время как общая масса такого столба воздуха составляет более 10 т.

Из всего сказанного выше складывается значительная погодообразующая функция атмосферной влаги, а также заметная неоднородность её пространственно-временного распределения. Поэтому так важно исследовать распределение и пути распространения водяного пара в атмосфере на основе глобальных радиотепловых полей Земли.

1.3. Циркуляция атмосферы

Вся лучистая энергия, приходящая к Земле от Солнца, превращается в атмосфере и на поверхности в энергию движения и прочие виды энергии. Одним из следствий влияния неравномерного нагрева атмосферы является развитие системы крупномасштабных воздушных течений — так называемой **общей циркуляции атмосферы**. [Лоренц, 1970; Погосян, 1972; Пальмен, Ньютон, 1973; Чемберлен, 1981; Гилл, 1986].

Вследствие большой подвижности атмосферного воздуха на всех высотах атмосферы Земли наблюдаются ветры. Движение воздуха зависит от многих факторов, из которых главный, как уже отмечалось, — неравномерность нагрева атмосферы и подстилающей поверхности в разных районах земного шара. Неравномерность нагрева происходит по нескольким причинам. В первую очередь она связана с геометрией нашей планеты, а именно ее формой — углом наклона солнечных лучей к поверхности меняется с широтой, определяя, таким образом, инсоляцию в этих широтах. Непосредственное влияние оказывает также и то, что ось вращения планеты наклонена к эклиптике. Если бы ось вращения была перпендикулярна эклиптике, то средний поток, приходящий на Землю, был бы максимальным на экваторе и нулевым на полюсах. Текущий угол наклона приводит к наибольшему нагреву различных областей Земли в разные времена года (в разных точках земной орбиты), следствием чего является сезонность.

Наряду с этим на распределение температуры влияет расположение на поверхности Земли континентов и океанов, поскольку теплопроводности и теплоёмкости суши и океана заметно различаются. Из-за высокой теплоёмкости и достаточно большой инерционности океан значительно ослабляет колебания температуры, которые возникают в результате изменений прихода солнечной радиации в течение года. В связи с этим в умеренных и высоких широтах температура воздуха над океаном летом заметно ниже, чем над континентами, а зимой — выше.

Атмосферная циркуляция — один из важнейших климатообразующих факторов. Геометрия планеты, её положение относительно оси вращения, а также разные физические свойства подстилающей поверхности (в первую очередь разделение на сушу и океан) приводят к неравномерному нагреву поверхности приходящим солнечным излучением. Это обуславливает силу барического градиента, которая направлена от областей с более высоким давлением к областям с низким давлением.

Основные особенности атмосферы Земли, определяющие тип крупномасштабных движений воздуха, — это ее относительная толщина и характер глобального переноса тепла в атмосфере. Атмосфера Земли представляет собой тонкий слой газа, прилегающий к вращающейся планете, — в тропосфере (в слое ~8–18 км при

радиусе Земли 6371 км) сосредоточено более 80 % всей массы воздуха. Основным источником тепла для Земли является Солнце, однако атмосфера получает тепло снизу и температура тропосферы убывает с высотой — коротковолновое солнечное излучение проходит через атмосферу практически без потерь, поглощается подстилающей поверхностью и уже снизу передается атмосфере в виде длинноволнового излучения (рис. 2).

Общая циркуляция атмосферы — система крупномасштабных воздушных течений, соизмеримых с размерами океанов и материков, — качественно определяется этими характерными особенностями. Вследствие того, что сила барического градиента практически компенсируется силой Кориолиса, крупномасштабная циркуляция атмосферы Земли имеет квазигеострофический характер. Отсюда — зонально ориентированная общая циркуляция атмосферы.

Без учета приэкваториальных широт и пограничного слоя, движение воздуха можно считать достаточно близким к геострофическому ветру, направленному по изобарам перпендикулярно барическому градиенту. А так как атмосферное давление распределяется над земным шаром преимущественно зонально (изобары близки к широтным кругам), то и перенос воздуха имеет зональный характер. С высотой зональность циркуляции возрастает, в верхней тропосфере и стратосфере преобладают волновые возмущения зонального переноса.

Зональный перенос в тропосфере особенно хорошо выражен в тропиках. Здесь восточные течения у земной поверхности и в нижней тропосфере — пассаты — обладают большим постоянством, особенно над океанами. В верхней тропосфере они сменяются западным переносом, носящим в тропиках название антипассатов. В 1735 г. Дж. Хедли предположил, что пассатные ветры обусловлены движением воздуха, нагретого вблизи поверхности в тропиках, по направлению вверх и к полюсам. Этот воздух отклоняется к востоку за счет действия силы Кориолиса и замещается воздухом, движущимся вблизи поверхности в юго-западном направлении (в северном полушарии). Образованные этими движениями циркуляционные ячейки,

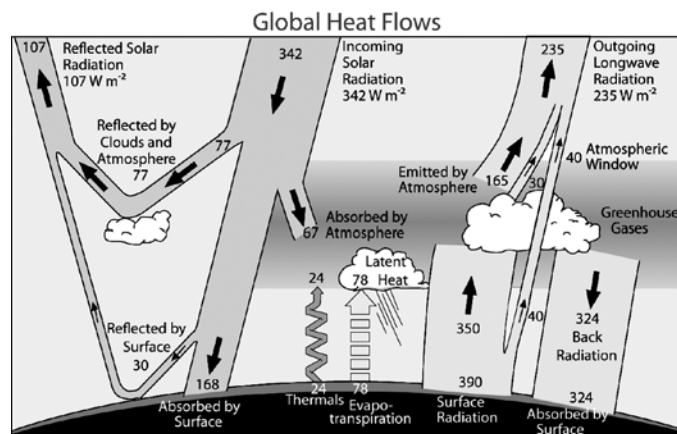
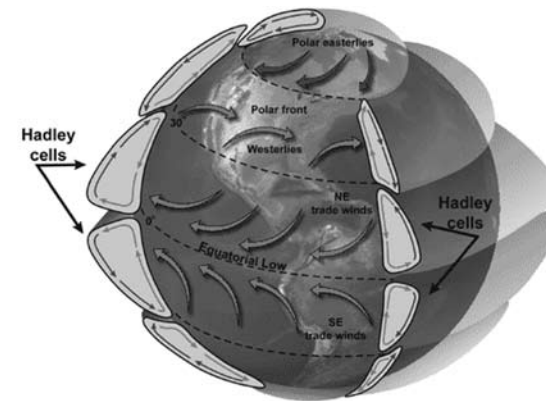


Рис. 2. Глобальные потоки тепла в атмосфере

Рис. 3. Схема общей циркуляции атмосферы Земли



названные в честь Хедли, вследствие сохранения момента импульса относительно оси вращения имеют как зональную, так и меридиональную компоненты скорости.

Хедли считал, что меридиональные ячейки атмосферной циркуляции с подъемом воздуха в области экватора простираются от экватора до полюсов. Позже, в 1856 г., У. Феррел модифицировал схему Дж. Хэдли, дав объяснение средним направлениям потоков воздуха в полосе широт от 30–40° до 60–70° в каждом полушарии.

Циркуляционные ячейки проникают в полярные области, так как существует преимущественное опускание воздуха около 30° широты. Холодный воздух в полярных областях движется вблизи поверхности по направлению к низким широтам, что вызывает перемещение воздуха по направлению к полюсу в высоких слоях тропосферы.

Движение воздуха в этих двух системах циркуляционных ячеек (Хедли и полярных) обусловлено переходом энергии солнечного излучения в кинетическую энергию. В каждом полушарии между ячейками Хедли и полярной при движении воздуха на малых высотах к северу и востоку образуется промежуточная ячейка (рис. 3). Эта среднеширотная ячейка Феррела для своего существования должна быть обеспечена кинетической энергией. Однако в среднеширотной циркуляции преобладают другие динамические процессы, не связанные с движением в ячейке. Простое сохранение момента импульса в пределах среднеширотной ячейки требует уменьшения приземного западного переноса на больших высотах и даже изменения его на восточный, в то время как в действительности скорость западного переноса увеличивается с высотой.

Рассмотренная схема (см. рис. 3) описывает только очень усредненную систему земных ветров. Фактическая картина сильно отличается от нее. Одни отклонения связаны с рельефом суши и разным альбедо суши, моря и их отдельных участков, другие — с погодой; в приземных слоях атмосферы ветер находится под влиянием сил трения и существенно отличается от геострофического по скорости и направлению. В действительности циркуляция атмосферы находится в непрерывном изменении в связи с сезонными вариациями в распределении источников и стоков тепла на земной поверхности и в атмосфере и в связи с вихревой и циклонической деятельностью (образованием и перемещением в атмосфере циклонов и антициклонов). Циклоническая деятельность придаёт циркуляции быстро меняющийся макротурбулентный характер.

1.4. Квазистационарные центры действия атмосферы

Ввиду строения Земли, параметров ее орбиты и наличию столь мощного источника излучения можно было бы легко предугадать зональность климатической системы Земли. Зонально-ориентированный характер движений определяет основные особенности общей циркуляции атмосферы. Однако наша планета и ее поверхность представляет собой довольно разнообразную по своим физическим свойствам структуру: океан с материками и островами, имеющими разную форму, расположение, размеры и различное строение поверхности. В результате строгая зональность крупномасштабных атмосферных движений и глобального распределения давления нарушается. Следствием этого является формирование в некоторых регионах квазистационарных крупномасштабных барических образований, обеспечивающих в течение более или менее длительного времени преобладание высокого или низкого давления [Дашко, 2005; Хромов, 1948; Полякова, Кашарин, 2004]. Это отражается на многолетних средних картах давления, примеры таких карт для Азиатско-Тихоокеанского и Северо-Атлантического регионов приведены на рис. 4 и 5, соответственно.

Многолетние средние или климатические карты атмосферного давления показывают определенное положение областей низкого и высокого давления по месяцам, сезонам либо за год. Климатические центры действия атмосферы — обширные квазистационарные области в атмосфере над Мировым океаном и материками, выявляемые на картах среднего многолетнего атмосферного давления в виде участков с повышенным или пониженным давлением воздуха. На ежедневных синоптических картах прослеживаются реальные барические системы, существующие в данном районе, но рано или поздно исчезающие, а на климатических картах — барические центры, которые являются статистическим результатом преобладания в данном районе синоптических центров действия атмосферы одного и того же знака.

Различают как сезонные центры действия атмосферы, так и перманентные (постоянные).

К перманентным центрам действия атмосферы относятся: Экваториальная депрессия, Северо-Атлантический антициклон (или Азорский максимум, см. рис. 5) и Северо-Тихоокеанский антициклон (Гонолульский или Гавайский максимум, см. рис. 4).

Экваториальная депрессия представляет собой полосу пониженного атмосферного давления, охватывающую земной шар вблизи экватора, — в ней располагается внутритропическая зона конвергенции. Экваториальная депрессия не совпадает с географическим экватором и смещается от экватора в зависимости от сезона к северу или к югу в «летнее» полушарие (т. е. туда, где в данное время лето). По обе стороны от экваториальной депрессии располагаются субтропические зоны повышенного давления, нередко распадающиеся на отдельные области — океанические субтропические антициклоны, являющиеся центрами действия атмосферы. В Северном полушарии это Азорский максимум над субтропическими широтами Атлантического океана и Гавайский максимум над субтропическими широтами Тихого океана. В Южном полушарии — Южно-Атлантический максимум, или антициклон острова Святой Елены; Южно-Тихоокеанский антициклон и Южно-Индийский максимум, или антициклон острова Святого Маврикия.

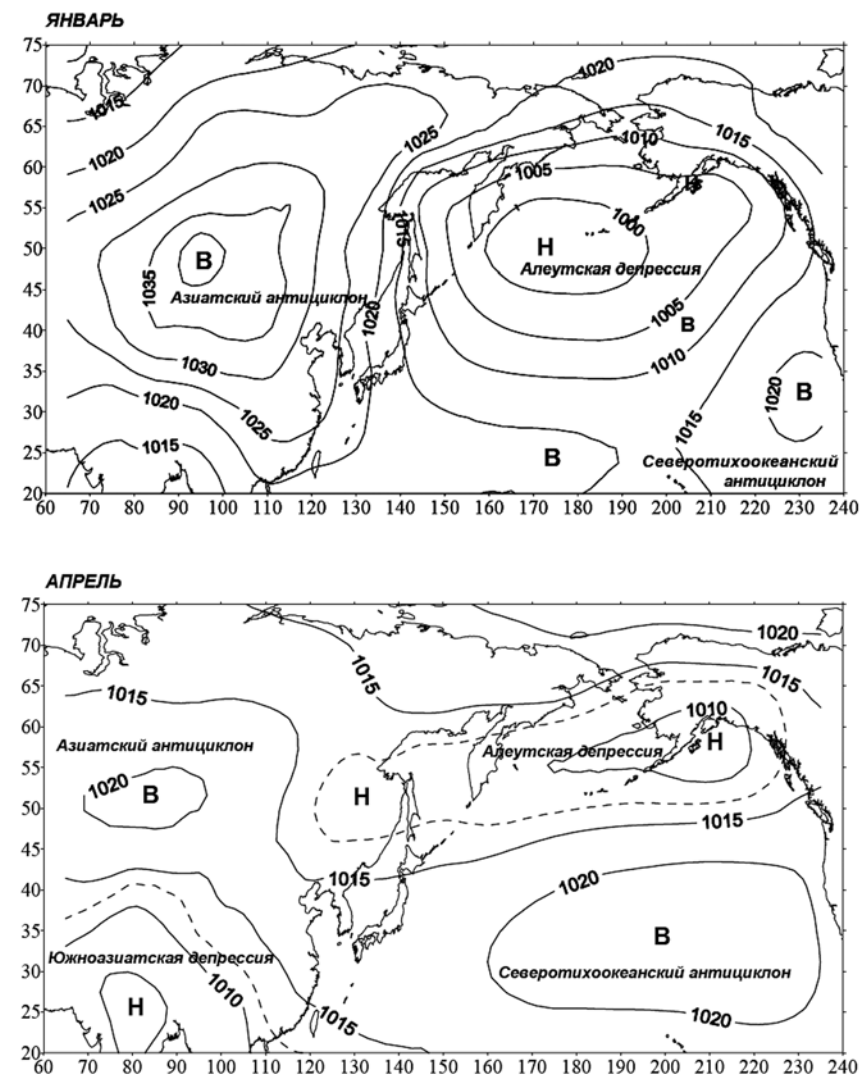


Рис. 4. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в центральные месяцы сезонов (1-й и 2-й фрагменты; окончание см. на с. 12)

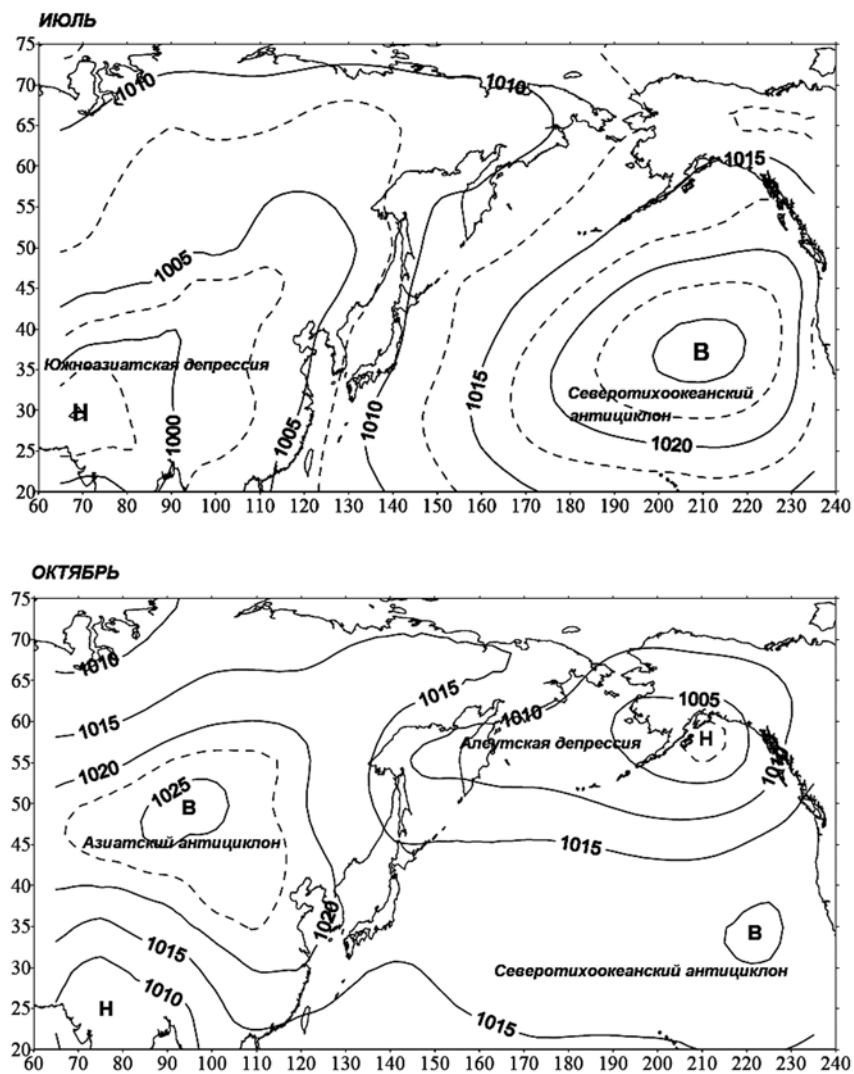


Рис. 4. Окончание (начало см. на с. 11)

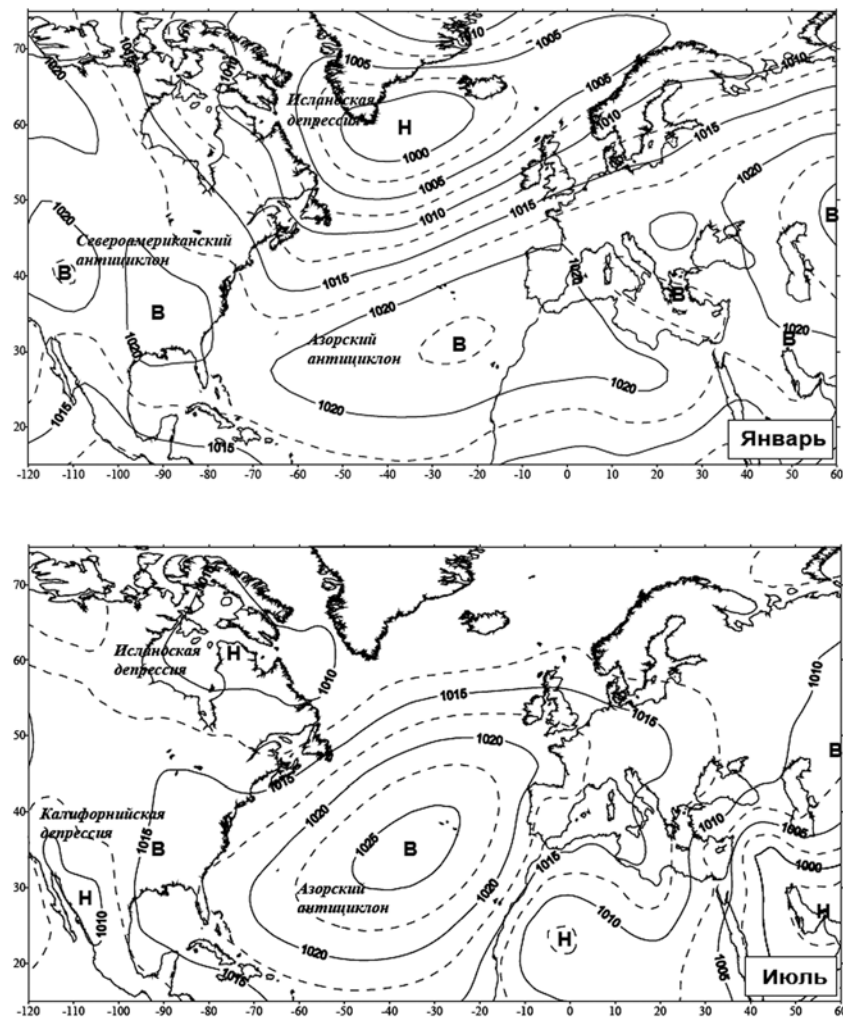


Рис. 5. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Северо-Атлантического региона в январе и июле

Зимой обнаруживаются депрессии (сезонные центры действия): Алеутский зимний минимум в северной части Тихого океана и Исландский зимний минимум в северной части Атлантического океана. Указанные депрессии достаточно обширны зимой, но к лету практически исчезают. Для Алеутской депрессии, например, это связывают с частым пребыванием и углублением центральных циклонов. Некоторые ученые относят эти центры действия к перманентным.

Континентальные сезонные центры действия — зимние: Сибирский (Азиатский) максимум с центром над Монгольским плато и Канадский антициклон и летние: Азиатский минимум (Южно-Азиатская депрессия) с центром над Афганистаном и Северо-Американская (Калифорнийская) депрессия. Перечисленные летние депрессии простираются до тропических широт, нарушая единство субтропической зоны высокого давления.

В Арктике на климатических картах прослеживается область повышенного давления (Арктический антициклон), однако из-за нечеткой и слабой выраженности споры по поводу того, относить её к центрам действия или нет, до сих пор актуальны. Зимой в Арктическом антициклоне выделяются два центра: над арктической Америкой и над Гренландией. Летом — три: над Гренландией, Баренцевым морем и к северу от Чукотского моря. Над самим полюсом давление относительно пониженное.

В Южном полушарии зона низкого давления умеренных широт (субполярная депрессия) не разделена на отдельные депрессии, а огибает все Южное полушарие, вследствие однородного характера подстилающей поверхности в этих широтах, и обычно рассматривается как единый центр действия атмосферы: зона пониженного давления умеренных широт Южного полушария.

Кроме того, выявляются сезонные депрессии в Южном полушарии над сушей в субтропиках, которые зимой сменяются областями повышенного давления: Австралийская летняя депрессия, Южно-Американская летняя депрессия, Южно-Африканская летняя депрессия, Австралийский зимний антициклон, Южно-Американский зимний антициклон, Южно-Африканский зимний антициклон, Антарктический антициклон.

В Антарктике область повышенного давления более устойчива и сильнее развита, чем в Арктике, поэтому ее можно рассматривать, как постоянный центр действия.

Центры действия над северной Атлантикой. Азорский антициклон располагается в субтропических и тропических широтах северного Атлантического океана с центром вблизи 35-й параллели, неподалеку от Азорских островов. Зимой он частично затрагивает и северную Африку, летом — Средиземное море и южную Европу. Давление в центре Азорского антициклона, по известным данным, меняется от 1020–1022 ГПа весной и осенью до 1024–1025 ГПа зимой и летом. Район антициклона является источником формирования морского тропического воздуха для Европы. [Дашко, 2005; Alheit, Hagen, 1997].

Исландская океаническая депрессия (Исландский минимум) — область пониженного давления на севере Атлантического океана между Гренландией и Европой с центром вблизи Исландии. Кроме основного центра, зимой выделяют вторичные центры к западу от Гренландии и над Баренцевым морем. Летом Исландская депрессия делится на две части — над Дэвисовым проливом и к северо-восточной частью

Канады (над заливом Фокса). Давление в центре имеет минимум в январе (994 ГПа) и максимум в июле (1009 ГПа).

Климатические изменения северной Атлантики в значительной степени связаны с долгопериодными изменениями давления в центрах действия атмосферы — Исландском минимуме и Азорском максимуме. Разность величин атмосферного давления между этими двумя регионами — индекс Северо-Атлантического колебания или NAO (North Atlantic Oscillation). Увеличение индекса NAO происходит при углублении Исландского минимума и росте Азорского максимума, что сопровождается усилением западных ветров и увеличением поступления относительно теплых атлантических вод в североευропейские моря. Одновременно возрастает поступление холодных воздушных масс в район Лабрадора и западной Гренландии. Уменьшение разности давления между центрами действия атмосферы вызывает ослабление западных ветров, снижение поступления атлантических вод в европейские моря и холодных воздушных масс к Лабрадору и западной Гренландии. Наблюдения показывают хорошую корреляцию между увеличением индекса NAO и потеплением климата Европы, а также между снижением индекса и похолоданием европейского климата.

Азиатско-Тихоокеанский регион. Канадский зимний антициклон (Северо-Американский зимний антициклон) прослеживается с октября по февраль включительно. Максимальное давление в центре отмечается в январе — около 1024 ГПа. Калифорнийский минимум прослеживается с марта по октябрь. Минимальное давление характерно для июня — 1008 ГПа.

Годовое барическое поле над Азиатско-Тихоокеанским регионом формируется под определяющим влиянием двух основных центров действия атмосферы — континентального Азиатского максимума (1025 ГПа) и океанического Алеутского минимума (1006 ГПа). От сезона к сезону поле давления претерпевает существенные изменения, вследствие мощного воздействия Азиатского материка и Тихого океана, создающих условия для значительного сезонного перераспределения. Основными образованиями в холодную половину года над Азиатско-Тихоокеанским регионом являются Сибирский (Азиатский, Центрально-Азиатский) антициклон и Алеутская депрессия. Летом над Азиатским континентом господствует Азиатская (Южно-Азиатская) депрессия, а Тихоокеанская акватория находится под воздействием перманентного Северо-Тихоокеанского (Гонолульского, Гавайского) антициклона. Географическое положение указанных центров действия и давление в их центрах заметно меняется в течение периода их активности.

Азиатский антициклон (с центром над Монгольским плато) в виде отдельного и полноправного центра действия выделяется с сентября по май и, формируясь под влиянием циркуляционных условий, одновременно испытывает термическое воздействие материка и влияние горных систем Восточной и Центральной Азии. Уже в августе над континентом начинается рост давления. При соответствующих условиях Азиатский антициклон может сформироваться с сентября и прослеживаться вплоть до июня, однако его интенсивность в эти месяцы невелика. В июне антициклон формируется примерно в 50 % случаев и среднее многолетнее давление составляет при этом лишь 1011,6 ГПа. Наибольшая интенсивность Азиатского антициклона прослеживается в зимние месяцы, когда вместе с охлаждением материка среднее месячное давление в его центре превышает 1035 ГПа (суточный максимум — 1084 ГПа),

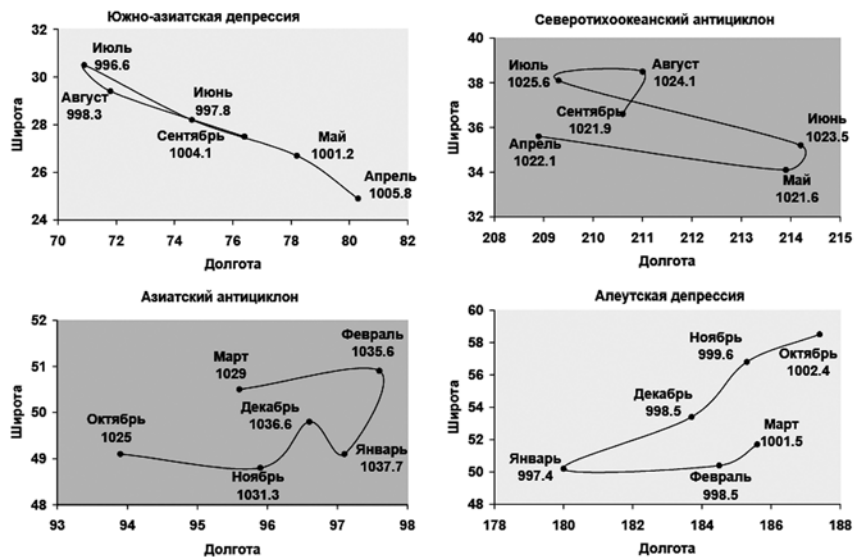


Рис. 6. Среднее многолетнее атмосферное давление в центрах действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона и их географическое положение в месяцы наибольшей активности

достигая 1060 ГПа (январь 1970 г.). Центр Азиатского антициклона в январе–феврале достигает своего крайнего восточного положения (103° в.д.), а затем, во второй половине холодного полугодия, смещается к западу. К июню центр располагается вблизи 80° в.д. (рис. 6).

Алеутский океанический минимум прослеживается на многолетних погодных картах с августа по июнь, с наибольшей глубиной зимой, когда активизируется циклоническая деятельность на тихоокеанской ветви фронта умеренных широт и арктического фронта на севере Охотского и Берингова морей, а также проявляется воздействие тёплой поверхности тихоокеанской акватории. Среднее многолетнее давление воздуха в центре Алеутской депрессии около 1000 ГПа. На средних картах давления на уровне моря Алеутский минимум в июле не обнаруживается. Минимальное среднемесячное значение давления в центре Алеутской депрессии составляет 980 ГПа (март 1980 г.), максимальное — 1016,4 ГПа (май 1920, 1964 гг.). Центр Алеутского минимума смещается зимой к Алеутским островам, занимая в январе крайнее западное положение, летом он смещается к востоку, к северо-восточной окраине Берингова моря.

Летом над Азией преобладает Южно-Азиатская депрессия с центром над Афганистаном. Среднее многолетнее давление в центре Азиатского минимума летом составляет около 995 ГПа, изменяясь от 991,7 (июнь 1927 г.) до 1015 ГПа (март 1947 г.). Поскольку Экваториальная депрессия, благодаря сильному прогреву азиатского континента, значительно увеличивается и объединяется с Азиатской де-

прессией, южную часть последней некоторые считают Экваториальной депрессией, сместившейся в тропические широты материка. Отметим, что на годовых картах давления летняя Азиатская депрессия практически не наблюдается.

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

Известно, что иногда в области Северо-Тихоокеанского антициклона прослеживаются 2–3 отдельных антициклона. К северу от каждого из них на ветке полярного фронта развивается серия циклонов. Пополнение и усиление Северо-Тихоокеанского антициклона происходит путем вхождения в этот район образованный высокого давления из Арктики и Азии.

Среднее многолетнее давление на уровне моря в центре Северо-Тихоокеанского максимума в январе, когда он смещен к берегам Америки, превышает 1020 ГПа; в июле, когда его часть направлена к берегам Азии, превышает 1025 ГПа. Среднемесячная интенсивность может изменяться от 1014 (январь 1916 г.) до 1034,8 ГПа (январь 1937 г.). Следует отметить, что Северо-Тихоокеанский антициклон, хотя и относится к динамически стационарным областям высокого давления, наиболее активен в летние месяцы, когда термические факторы, являющиеся вторичными, вносят существенный вклад в формирование барического поля тропосферы умеренных широт.

Между Азиатским максимумом и Алеутской депрессией зимой и между Азиатской депрессией и Северо-Тихоокеанским антициклоном летом формируется зона значительных барических градиентов давления. Эта зона, располагаясь широким поясом над северо-восточной акваторией Японского моря, а также вдоль северного и западного побережий Охотского моря (примерно между 120–150° в.д.), разделяет сферы влияния центров действия атмосферы на дальневосточные моря. Переходная зона ярко выражена и зимой и летом.

Оценка векового хода характеристик центров действия атмосферы.

Интенсивность центров действия атмосферы отличается скачкообразными изменениями, что проявляется в месяцы их наибольшей активности. Для характеристики постепенного изменения метеорологических величин за длительный период используется понятие векового хода или тренда, под которым понимается постепенное изменение случайной переменной величины в течение рассматриваемого времени, полученное путём исключения короткопериодных изменений [Дашко, 2005; Хромов, Мамонтова, 1974].

На фоне монотонного векового повышения или понижения давления в центрах действия отмечаются периоды пониженной активности, которые сменяются более или менее длительными (порядка нескольких десятилетий) периодами повышенных значений давления.

Зимние центры действия атмосферы, располагаясь практически на одной широте, ближе друг к другу, имеют более значительные различия давления, чем летние. Разности давления между зимними центрами действия атмосферы превышают

летние разности более чем в 1,5 раза. Макромасштабный градиент давления как разность давления в сопряженных центрах действия атмосферы, отнесенная к расстоянию между ними, характеризует напряженность барического поля; летом он составляет в среднем 2,2 ГПа, а зимой — 5,6 ГПа на 10° долготы и отличается волнообразным ходом.

Временной ход зимнего макромасштабного барического градиента (разности давления в центрах Азиатского антициклона и Алеутской депрессии (рис. 7), отнесенной к расстоянию между ними) показывает значимую тенденцию уменьшения градиента ($-1,5$ ГПа на 10° долготы за 10 лет), относящуюся к фазе спада в волнообразном ходе изменения давления в конце XX столетия.

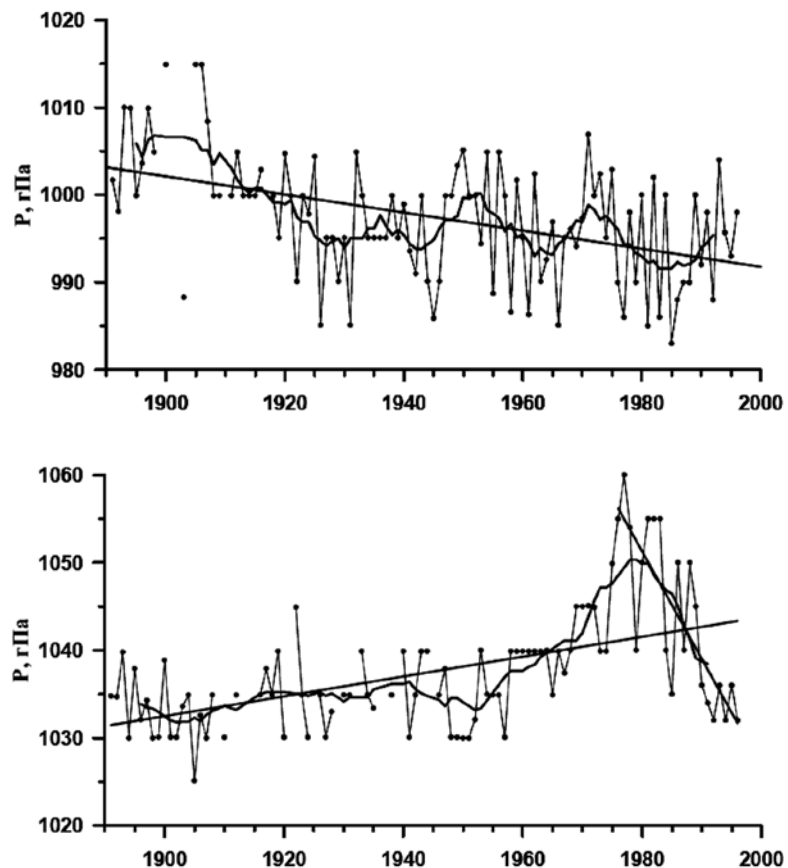


Рис. 7. Временной ход атмосферного давления в центрах Алеутской депрессии (слева) и Азиатского антициклона в январе со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

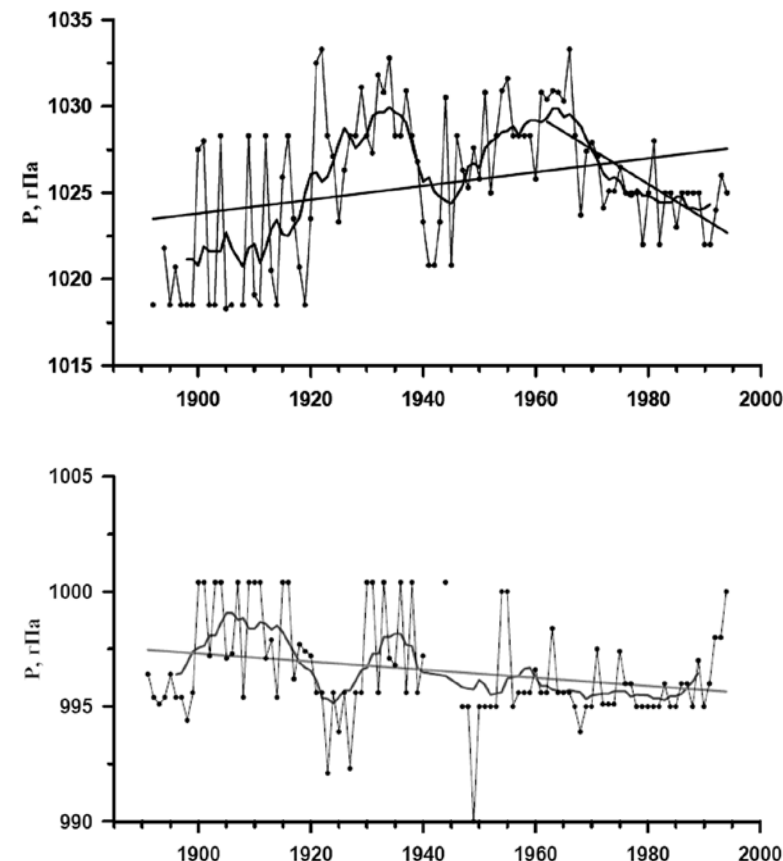


Рис. 8. Временной ход атмосферного давления в центрах Северо-Тихоокеанского антициклона (слева) и Азиатской депрессии в июле со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

Временной ход летнего макромасштабного барического градиента (разности давления в центрах Северо-Тихоокеанского антициклона и Азиатской депрессии (рис. 8), отнесенной к расстоянию между ними) показывает значимый положительный вековой тренд ($0,04$ ГПа на 10° долготы за 10 лет). Кроме того, для последних десятилетий прошлого столетия была характерна нисходящая фаза волны.

Период 1930–1940-х гг. (отмеченный как тёплый период на Северном полушарии) также отличается уменьшением летнего макромасштабного барического градиента, правда, на фоне больших значений градиента, чем это имеет место сейчас (но последний период, кстати, имеет большую длительность — с началом в середине 1960-х гг.).

Проследить характер изменения зимнего макромасштабного барического градиента в 1930–1940-е гг. можно только ориентировочно, поскольку часть данных отсутствует, но тенденция уменьшения градиента также отмечалась (рис. 9).

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

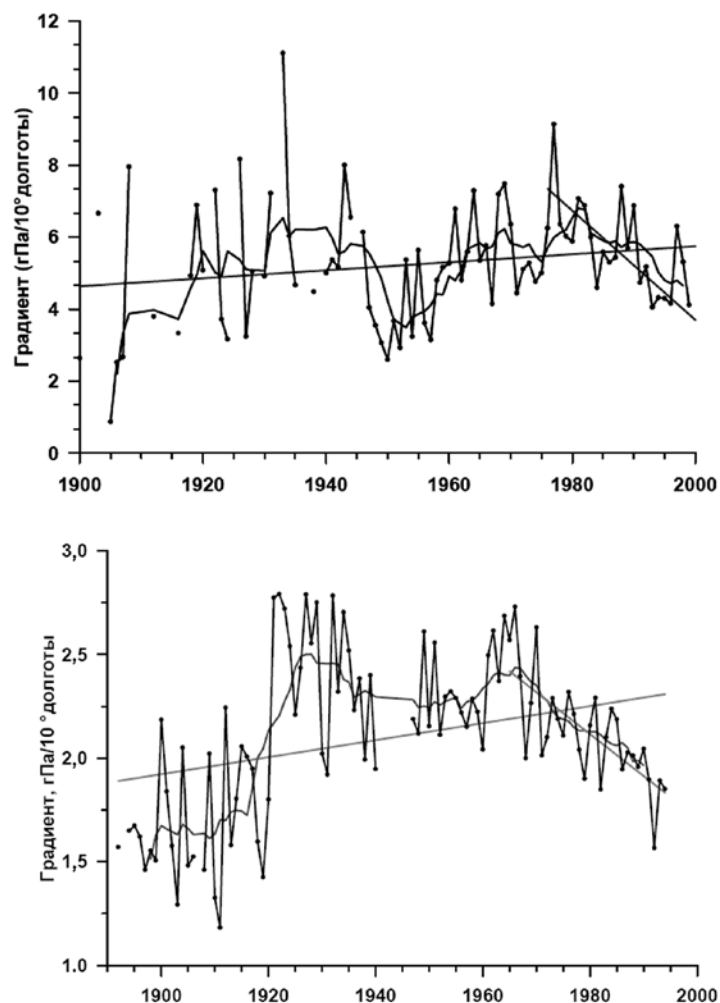


Рис. 9. Временной ход зимнего (слева) и летнего макромасштабного градиента давления со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

2. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ МИКРОВОЛНОВОГО СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА

В главе кратко описана структура данных микроволнового спутникового мониторинга в рамках программы DMSP и электронной коллекции GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru/asp>) глобальных радиотепловых полей Земли (п. 2.1), а также результаты изучения динамики атмосферных центров действия над акваториями Атлантического (п. 2.2) и Тихого (п. 2.3) океанов.

В предыдущей главе подробно описаны структура и расположение основных квазистационарных центров действия атмосферы. Там же приведены результаты изучения вариаций давления в некоторых центрах действия в течение прошлого века (годовые данные с различным скользящим усреднением и без него). На фоне монотонного повышения или понижения давления в центрах действия отмечаются периоды пониженной активности, которые сменяются более или менее длительными (порядка нескольких десятилетий) периодами повышенных отклонений давления.

В настоящей главе изучается временная динамика атмосферных центров действия над акваториями Атлантического и Тихого океанов в период с 1995 по 2004 г. на основе данных микроволнового спутникового мониторинга — радиояростной температуры (с полусуточной дискретизацией) на частоте 22,24 ГГц, характеризующей интегральный влагозапас тропосферы. При анализе полученных временных рядов, с целью выявления локализованных особенностей на различных масштабах и изучения их спектральных характеристик использовался метод локализованного спектрального анализа, основанный на математическом аппарате вейвлет-преобразования.

Фундаментальную роль для эмпирической диагностики климата играют данные наблюдений, надежность их получения и адекватность интерпретации результатов анализа. В свою очередь процессы, влияющие на транспортные и диссипативные свойства атмосферы, а, следовательно, и на формирование климата, длительны и имеют сложную пространственно-временную структуру. Поэтому для установления общих закономерностей и выявления глобальных трендов необходимо анализировать результаты измерений не в точках, а в виде полей — глобальных полей распределения геофизических характеристик. Обеспечить необходимую пространственную и временную протяженность данных, а также их регулярность и достаточную плотность покрытия могут лишь искусственные спутники Земли — данные спутникового мониторинга.

Дистанционное зондирование Земли ведется в радио-, видимом и инфракрасном диапазонах. Подразделяют два принципиально разных метода получения информации при дистанционном зондировании: пассивный и активный. Если при пассивном методе осуществляется только прием данных об электромагнитном поле, то при активном зондировании излучается электромагнитное поле с заданными характеристиками и принимается отраженный от исследуемого объекта сигнал.

Для исследования различных объектов могут применяться как один, так и другой метод, в зависимости от желаемых результатов. Однако не всегда, кажущиеся на первый взгляд более информативными, данные, полученные на основе активного метода, могут нести необходимую информацию. Связано это в первую очередь с физикой процесса, который используется для получения информации при активном

зондировании. Например, из-за того, что рассеяние электромагнитных волн на молекулах газа незначительно, мы не можем получить надлежащую информацию о состоянии газов в чистой атмосфере. Напротив, тепловое излучение обеспечивает поразительные по своей информативности данные о состоянии газовой среды. Именно благодаря данным теплового излучения на разных частотах радиодиапазона можно делать выводы о составе и характеристиках газовой составляющей атмосферы.

2.1. Микроволновый спутниковый мониторинг в рамках программы DMSP

В настоящей работе изучается структура процессов в системе океан – атмосфера на основе данных спутникового мониторинга, полученных при помощи СВЧ-радиометрических приборов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), установленных на космических аппаратах серии DMSP (Defense Meteorological Satellite Program).

Ранее данные находились в закрытом доступе и использовались для обеспечения военно-воздушного и морского флота США глобальной метеорологической и океанографической оперативной информацией. В 1992 г. данные были рассекречены и стали общедоступными. На их основе сотрудниками отдела исследований Земли из космоса ИКИ РАН сформирована постоянно обновляемая база данных; на настоящий момент она содержит данные за период с 1995 по 2007 г.

Специфика траекторий аппаратов этой серии и полей зрения установленных на них приборов такова, что подспутниковые дорожки (области, с которых приборы принимают информацию) не полностью покрывают поверхность планеты за сутки. В результате покрытие оказывается чрезмерно густым на высоких широтах, но оставляет довольно большие пробелы (лакуны) на средних широтах и, особенно, в приэкваториальной области. Кроме того, возможна потеря информации из-за сбоев в работе передающей или приемной аппаратуры.

При ширине полосы обзора приборов около 1400 км и ширине лакун (областей, не покрытых информацией) на экваторе около 1200 км на радиотепловом поле, построенном по данным одного из аппаратов за сутки, лакуны составляют около 25 % поверхности, а в тропической зоне — более 40 %. Заполнять лакуны данными довольно сложно, так как спутники проходят над интересующими нас областями планеты в разное время и «смотрят» на них под разными углами, а процессы в атмосфере достаточно динамичны. Разработанные сотрудниками ИКИ РАН методики [Астафьева и др., 2005; 2006, 2008], основанные на межвитковом и кросс-аппаратном выравнивании и дополнении, позволили восполнить недостающую информацию (заполнить лакуны) и построить по два полных глобальных радиотепловых поля в сутки. Для заполнения лакун использовались данные всех космических аппаратов F10–F15 серии DMSP.

Построенные глобальные радиотепловые поля имеют достаточно хорошую временную регулярность и плотность покрытия (2 поля в сутки с разрешением $0,5 \times 0,5^\circ$ по поверхности). Они пригодны для изучения термодинамических атмосферных процессов с масштабами от сотен километров до планетарных, изменяющихся на короткопериодных (синоптических), внутригодовых и междугодовых временных масштабах. Электронная коллекция GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru/asp>) содержит глобальные радиотепловые поля за 12 лет, с 1995 по 2007 г., по два поля в сутки на четырех частотах. Анализ этих данных позволит продвинуться в пони-

мании природы процессов энерго- и массообмена, приводящих к региональным и глобальным изменениям, а также к изменчивости климатической системы в целом.

Микроволновые радиометрические приборы SSM/I регистрируют излучение на четырех частотах, несущих информацию о характеристиках различных объектов системы океан – атмосфера:

- 19,35 ГГц — о видимой поверхности и наиболее плотных дождевых облачных структурах;
- 22,24 и 37,00 ГГц — об интегральном влагозапасе (водяной пар) тропосферы;
- 37,00 и 85,50 ГГц — об интегральном водозапасе тропосферы, включая жидкие и кристаллические осадки.

Данные каналов радиометров SSM/I могут использоваться для определения скорости ветра, динамики крупномасштабных вихревых и фронтальных структур, влагосодержания (интегрального) атмосферы над акваториями Мирового океана, водозапаса отдельных облачных структур и зон интенсивного выпадения осадков, для оценки потоков тепла.

При использовании полученной на основе спутникового мониторинга информации можно выделить два подхода: прямое использование данных (или непосредственное) и опосредованное. Опосредованное использование данных применяется для восстановления общепринятых метеорологических характеристик на основе модельных представлений, косвенных связей или полуэмпирических формул. По сути при опосредованном использовании в алгоритмы, на основе которых хотят получить результаты или подтверждение каких-либо физических явлений и процессов, уже закладывают свои (модельные) представления о физике процесса. Прямое применение данных, наоборот, подразумевает использование в качестве характеристик теплового и динамического взаимодействия атмосферы и океана непосредственно измеренные значения — радиояркостную температуру. На наш взгляд использование спутниковых данных опосредованно представляет больший интерес для практического применения. В целях изучения физической природы исследуемых явлений необходимо прямое непосредственное использование натурных данных.

2.2. Исследование акватории Атлантического океана

Атлантика является местом формирования нескольких центров действия. Для анализа были выбраны четыре области (рис. 10) в разных регионах Атлантического океана примерно одинаковой площади, находящиеся в различных центрах действия:

- 1) Исландская депрессия;
- 2) Азорский антициклон;
- 3) Экваториальная депрессия;
- 4) Южно-Атлантический антициклон.

Временные ряды радиояркостной температуры в указанных центрах действия и результаты их вейвлет-преобразования представлены на рис. 11.

Результаты анализа выявили следующие особенности:

- квазидвухлетняя цикличность выражена в районе Южного тропика заметно слабее, чем в других областях;
- междугодовые изменения почти строго гармонические в районе Северного тропика и на экваторе, становятся заметно более нерегулярными в областях Исландской депрессии и Южного тропика;

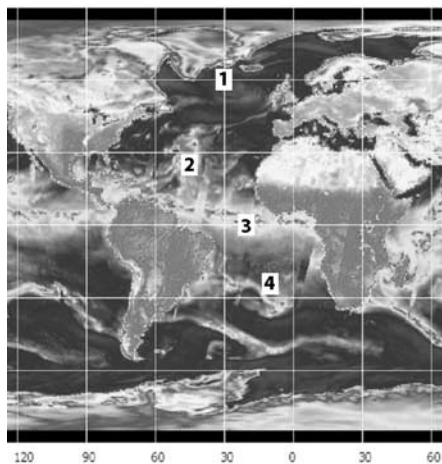


Рис. 10. Исследуемые области в акватории Атлантического океана на радиотепловом поле

- в области экватора отметим характерные детали, свидетельствующие о несимметричном характере изменения температуры — фаза роста заметно дольше фазы спада.

Так как вейвлет-преобразование предоставляет возможность изучения исследуемых рядов на различных масштабах, то для каждого центра действия Атлантики были детально изучены внутригодовые особенности (рис. 12).

На внутригодовых масштабах можно отметить следующее:

- для каждого ряда практически на всей его длине видны характерные детали, типа «вилочек», свидетельствующие об элементах нелинейного и хаотического поведения;
- в районах Северного, Южного тропиков и на экваторе (области 2, 3, 4 на рис. 10 соответственно) можно четко отделить изменения на внутримесячных масштабах от более длительных масштабов, в отличие от района Исландского антициклона, где между ними можно проследить почти непрерывную связь;
- синоптический масштаб изменений в рассмотренных областях отличается — в более южных областях синоптические изменения заметно более гладкие и крупные — от 5–7 дней в области Исландского антициклона до 12–15 дней в области Южного тропика.

Наряду с картинками коэффициентов вейвлет-преобразования для выбранных областей были построены месячные локальные спектры за 2005 г. для Исландской депрессии и Азорского антициклона. Анализ показал, что в локальных спектрах области Азорского антициклона видны лишь крупномасштабные компоненты. На локальных спектрах некоторых месяцев также можно наблюдать масштабы, похожие на синоптические. В области Исландской депрессии четко видны как мелкие синоптические масштабы (от 4–6 дней, до 9–15 дней), так и более крупномасштабные компоненты (месячные от 30 до 40 дней). Полученные данные представляют большой интерес, так как, возможно, позволят найти взаимную связь или взаимное влияние погоды и климата.

Спектры мощности (рис. 13) для Исландской и экваториальной депрессий показывают сильную внутригодовую изменчивость для Исландской депрессии (от синоптических масштабов в 7–9 дней до полутрехмесячных масштабов) и очень гладкий ряд для экваториальной депрессии с ярко выраженной и доминирующей годовой компонентой.

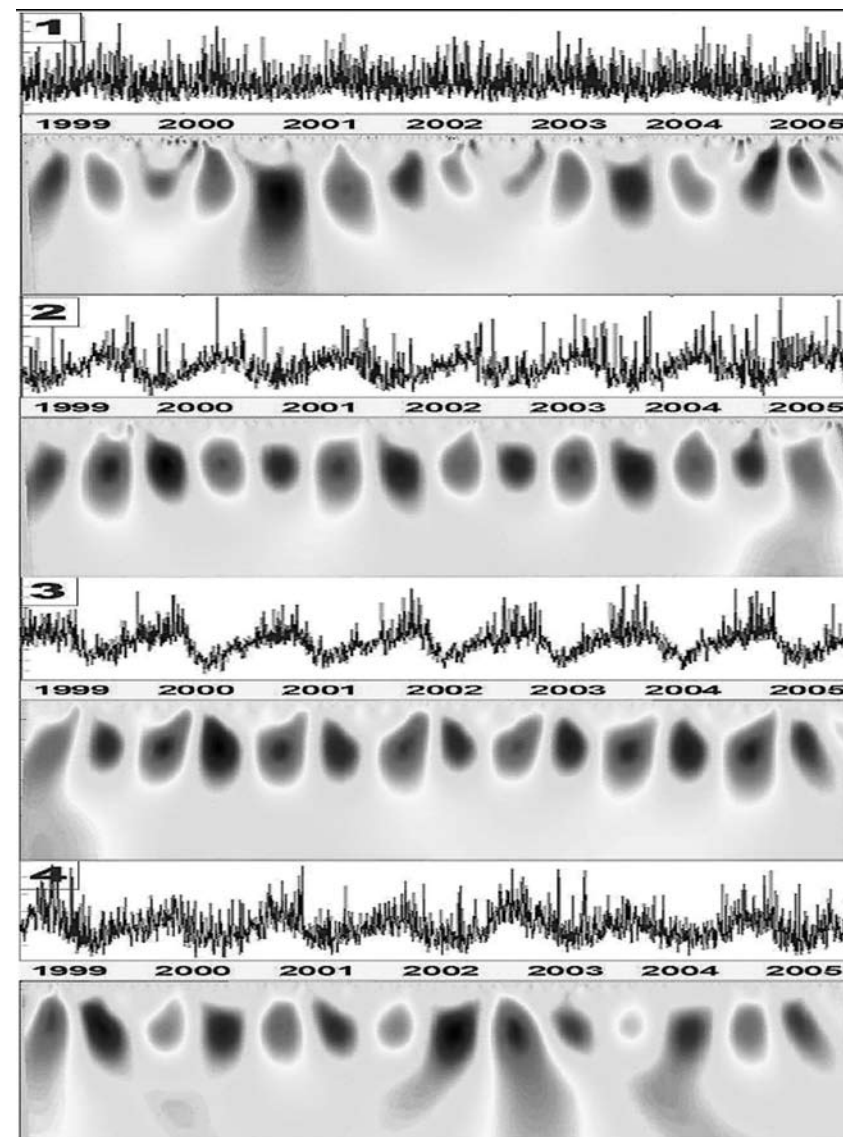


Рис. 11. Ряды и вейвлет-спектры радиояркостной температуры в областях, отмеченных на рис. 10

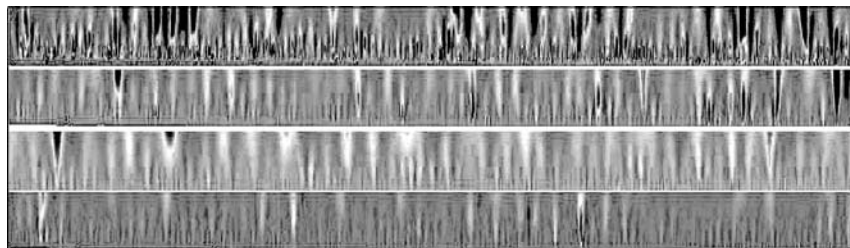


Рис. 12. Внутригодовые масштабы для исследуемых областей

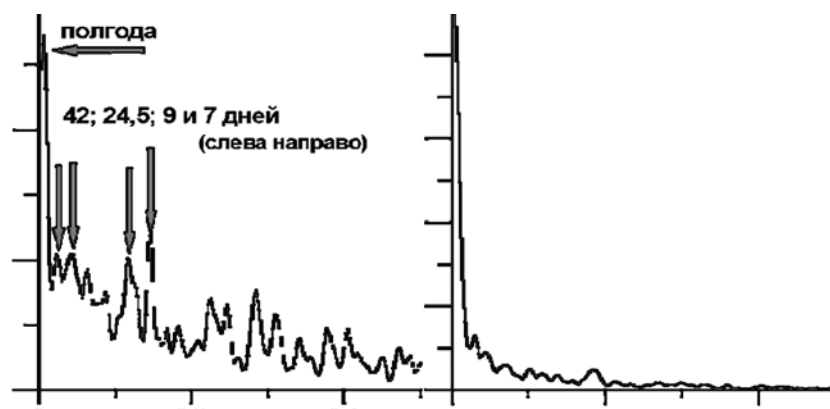


Рис. 13. Спектры мощности для Исландской (слева) и экваториальной депрессий

2.3. Исследование акватории Тихого океана

Для исследования акватории Тихого океана использовалась база Global-Field радиотепловых полей 1996–2004 гг. (<http://www.iki.rssi.ru/asp>). На широтах Северного и Южного тропиков выбраны по три равноудаленные друг от друга области одинаковой площади, на экваторе аналогичным образом выбраны четыре области (рис. 14). Таким образом, проведен анализ не только междуширотной динамики изменений радиояркостной температуры океана, но изучена и внутриширотная динамика.

Стоит отметить, что области выбраны не случайно и основные атмосферные центры действия над акваторией Тихого океана также исследованы: Гавайский антициклон — область 3; экваториальная депрессия — области 4–7 и Южно-Тихоокеанский антициклон — область 10. Временные ряды для указанных областей и результаты их вейвлет-преобразования представлены на рис. 15–17.

Анализ выявляет строгую периодичность, подтверждающую регулярную междугодовую изменчивость, чуть более выраженную на западе и менее выраженную на востоке северного тропика (см. рис. 15), что объясняется расположением в этой

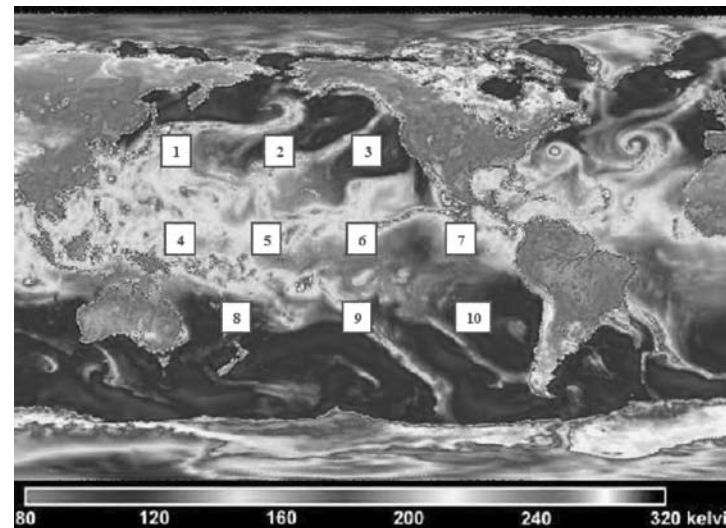


Рис. 14. Исследуемые области в акватории Тихого океана на радиотепловом поле

области центра действия. Во всех рядах прослеживается квазидвухлетняя цикличность, также наиболее заметно выраженная в области 1. Очень четко прослеживаются месячные масштабы, внутригодовые изменения и квазидвух-трехмесячная цикличность, соответствующая сезонным изменениям радиояркостной температуры.

Междугодовые изменения, так же как и для Северного тропика, прослеживаются для экваториальных областей. Они менее выражены и нерегулярны на западе, в области 4, однако продвигаясь на восток, полугодовые масштабы становятся все более и более регулярными. Также очень ярко прослеживаются квазидвухлетняя цикличность и 4–5-летние колебания, наиболее интенсивные вблизи 180° долготы и нивелирующиеся при дальнейшем продвижении на запад на фоне интенсивной циклонической деятельности.

Практически для всех областей заметен яркий максимум 1997 г., как в самих рядах, так и результатах вейвлет-преобразования (см. рис. 16). Так проявляется чрезвычайно интенсивное событие Эль-Ниньо, имевшее место в указанном году. Проявления сильного Эль-Ниньо 1997 г. выражены почти во всей экваториальной зоне, усиливаются при продвижении с востока на запад до средней части Тихого океана (области 7, 6, 5, соответственно) и практически нивелируется в очень интенсивной зоне активного тропического циклогенеза, расположенной в западной части Тихого океана (область 4).

Междугодовая изменчивость на широте Южного тропика (см. рис. 17) также выраженная, чуть менее регулярна в области 9. В отличие от Северного тропика и экваториальной области квазидвухлетняя цикличность для данной области ослаблена и выражена не так заметно, однако квазичетырехлетняя цикличность хорошо прослеживается при продвижении с запада на восток.

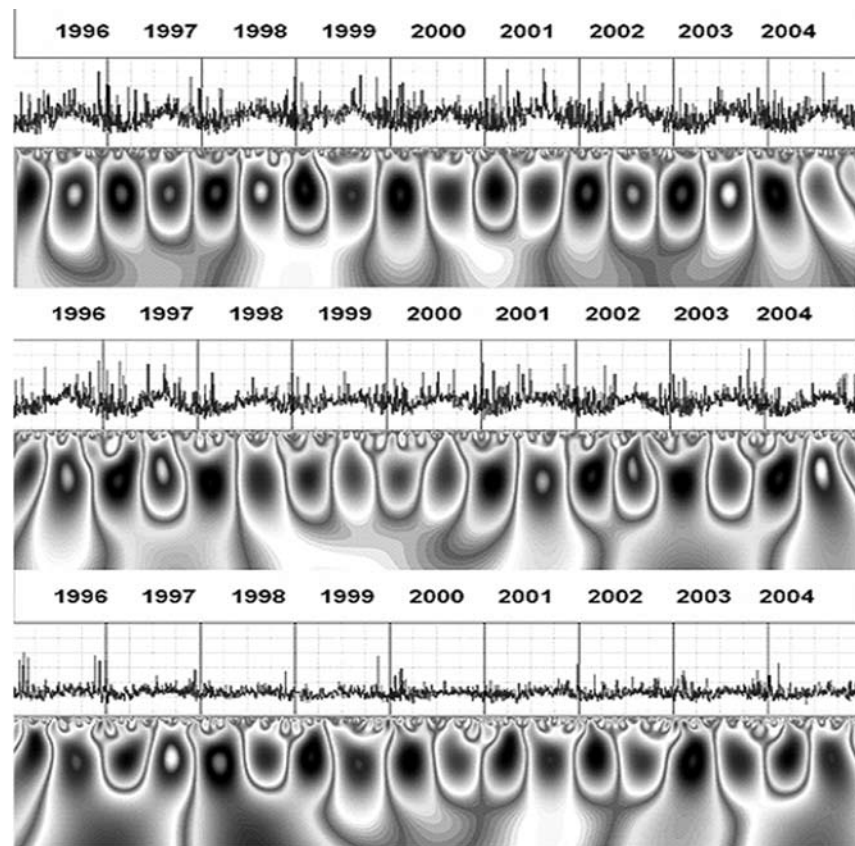


Рис. 15. Северный тропик (области 1, 2, 3 на рис. 14 — сверху вниз)

Таким образом, при анализе изменений радиотеплового поля Земли по данным спутникового мониторинга обнаружены региональные особенности во временной динамике процессов в основных центрах действия над акваториями Атлантического и Тихого океанов. Региональные отличия существуют и на межгодовых масштабах изменений (например, в характере квазидвухлетней цикличности, и на синоптических. Характерные детали в вейвлет-спектрах свидетельствуют об элементах нелинейного и хаотического поведения, но выделенный синоптический масштаб изменений в рассмотренных областях различен. Межгодовая динамика отражает основные особенности общей циркуляции атмосферы, в частности, известные квазистационарные атмосферные колебания: Арктическая осцилляция и Северо-Атлантическое колебание. Сравнение структуры межгодовых изменений над разными акваториями Мирового океана показало наличие квазидвухлетних ко-

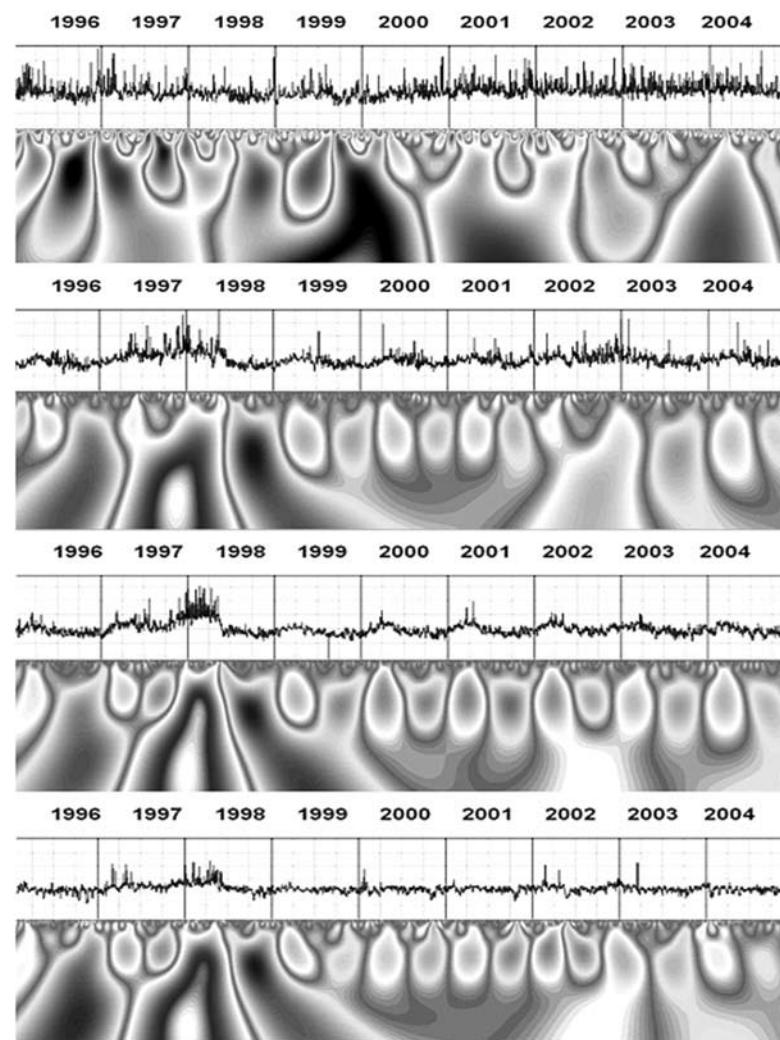


Рис. 2.16. Экваториальные области 4–7 на рис. 14 — сверху вниз

лебаний в атмосфере над Атлантическим и Тихим океанами. 4–5-летние колебания влагозапаса характерны для атмосферы над Тихим океаном; причиной противофазного поведения отклонений влагозапаса, по-видимому, является процесс Эль-Ниньо. С этим природным явлением связан также и выделяющийся максимум вблизи 1997 г.

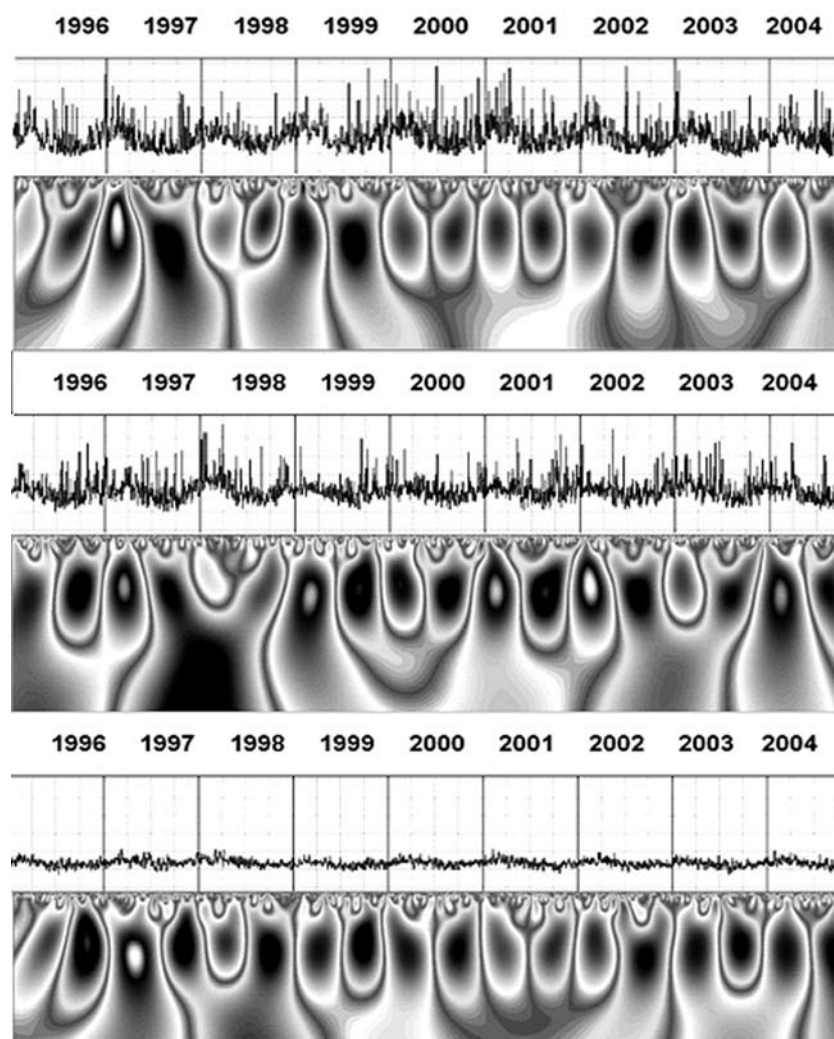


Рис. 17. Южный тропик (области 8–10 сверху вниз)

Заклучение

Анализ данных натурных наблюдений за изменениями характеристик природных процессов является важной составляющей изучения климатической изменчивости. В настоящей работе проведен комплексный анализ данных, полученных в результате микроволнового спутникового мониторинга Земли за период 1995–2004 гг.

Для изучения подробной структуры процессов в атмосферных центрах действия использовались глобальные радиотепловые поля из электронной коллекции GLOBAL–Field (два поля в сутки, с дискретизацией в полградуса по поверхности), построенные на основе данных программы DMSP.

Структура временных рядов изучалась методами классического спектрального и корреляционного анализа, а также локализованного спектрального анализа, основанными на математическом аппарате преобразования Фурье и вейвлет-преобразования, соответственно.

Перечислим кратко основные выводы.

- **Интенсивное событие Эль-Ниньо 1997 г. проявляется в изменении радиояркостной температуры.** Проявления сильного Эль-Ниньо 1997 г. в рядах радиояркостной температуры ярко выражены почти во всей экваториальной зоне Тихого океана и практически нивелируются в интенсивной зоне активного тропического циклогенеза, расположенной в западной части Тихого океана.
- **По данным спутникового мониторинга выявлены региональные особенности междугодовых изменений в квазистационарных центрах действия атмосферы.** Региональные отличия существуют и на междугодовых масштабах изменений и на синоптических. Характерные детали в вейвлет-спектрах свидетельствуют об элементах нелинейного и хаотического поведения, но выделенный синоптический масштаб изменений в рассмотренных областях различен. Сравнение структуры междугодовых изменений радиояркостной температуры над разными акваториями Мирового океана показало наличие квазидвухлетних колебаний в атмосфере над Атлантическим и Тихим океанами; 4–5-летние колебания влагозапаса характерны для атмосферы над Тихим океаном (они становятся менее заметными при продвижении с востока на запад). Отметим, что корреляция между изменениями в центрах действия, расположенных на разных широтах, не обнаружена; в то же время, выявлена высокая скоррелированность центров действия, расположенных в высоких широтах океанического Южного полушария.

Литература

- Астафьева Н.М. (1996) Вейвлет–анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физ. наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
- Астафьева Н.М. (1997) Анализ долговременной структуры индекса Южного Колебания и событий Эль-Ниньо // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 6. С. 850–859.
- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. (2005) Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса: Физич. основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сб. науч. ст. Т. 2. М.: GRANP polygraph, 2005. С. 8–16.
- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. (2006) Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера по данным микроволновых космических комплексов // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 3. С. 64–69.
- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. (2008) Междугодовые изменения радиотеплового поля Земли по данным микроволнового спутникового мониторинга // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 5. С. 1–9.

- Гилл А. (1986) Динамика атмосферы и океана. Т. 1. М.: Мир, 1986. 399 с.
- Дашко Н.А. (2005) Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: Дальневосточный гос. ун-т, 2005. Гл. 12. С. 1–92.
- Космическая физика. (1966) М.: Мир, 1966. 740 с.
- Лоренц Э.Н. (1970) Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 260 с.
- Матвеев Л.Т. (1995) Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1995. 809 с.
- Пальмен Э., Ньютон Ч. (1973) Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 616 с.
- Погосян Х.П. (1972) Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 393 с.
- Полякова Л.С., Кашарин Д.В. (2004) Метеорология и климатология: Учеб. пособие. Новочеркасск: НГМА, 2004. 107 с.
- Семенченко Б.А. (2002) Физическая метеорология. М.: Аспект Пресс, 2002. 415 с.
- Хромов С.П. (1948) Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 696 с.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И. (1974) Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 569 с.
- Хромов С.П., Петросянец М.А. (2006) Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. 582 с.
- Чемберлен Дж. (1981) Теория планетных атмосфер. М.: Мир, 1981. 352 с.
- Alheit J., Hagen E. (1997) Long-term climate forcing of European herring and sardine populations // Fisheries Oceanography. 1997. V. 6. P. 130–139.
- Daudechies I. (1991) Ten lectures on wavelets // CBMS Lecture Notes Series. SIAM. Philadelphia. 1991. 136 p. (Добеши И. Десять лекций по вейвлетам. М.; Ижевск, 2001.)

Содержание

Введение	1
1. Элементы общей циркуляции атмосферы Земли	2
1.1. Вертикальная структура атмосферы Земли	2
1.2. Водяной пар в атмосфере Земли	4
1.3. Циркуляция атмосферы	7
1.4. Квазистационарные центры действия атмосферы	10
2. Современные изменения климатической системы по данным микроволнового спутникового мониторинга	21
2.1. Микроволновой спутниковый мониторинг в рамках программы DMSP	22
2.2. Исследование акватории Атлантического океана	23
2.3. Исследование акватории Тихого океана	26
Заключение	30
Литература	31

055(02)2

Ротап rint ИКИ РАН
Москва, 117997, Профсоюзная ул., 84/32

Подписано к печати 2.10.2008 г.

Заказ 2153

Формат 70×108/32

Тираж 75 экз.

1,5 уч.-изд. л.

