

Б.Г.Шерстюков

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ И СЕЗОННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ИЗМЕНЕНИЙ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА**

Издательство «ГУ ВНИИГМИ-МЦД»

Обнинск - 2008

**УДК 551.583**

*Шерстюков Б.Г.*

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ И СЕЗОННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ**

**ИЗМЕНЕНИЙ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА.** –Обнинск: ГУ

ВНИИГМИ-МЦД, 2008. – С.

Излагаются результаты анализа изменений современного климата на основе анализа данных о температуре воздуха по глобальной сети метеорологических станций. Рассмотрена зависимость региональных и сезонных изменений климата, показана обусловленность этой зависимости физико-географическими условиями формирования радиационного баланса в различных сезонах года. Описаны закономерности проявления парникового эффекта в атмосфере, связанного как с увеличением количества облачности, так и при ее отсутствии. Выделено многолетнее ослабление демпфирующей роли океана в изменениях и межгодовой изменчивости климата, сопровождающееся акцентацией парникового эффекта и усилением изменчивости и экстремальности климата.

Обобщены разработки автора по созданию метода долгосрочных метеорологических прогнозов температуры воздуха с годовой заблаговременностью и предложена статистическая модель климата для прогноза изменений температуры на ближайшие 20 лет.

**Рецензенты:**

доктор географических наук, заслуженный работник высшей школы РФ,

заслуженный деятель науки РТ, профессор Ю.П.Переведенцев;

доктор физико-математических наук А.М.Стерин

## Содержание

Стр.

## ВВЕДЕНИЕ

ГЛАВА 1. КЛИМАТ В XX ВЕКЕ, ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ  
НАБЛЮДЕНИЯ

1.1. Основные сведения об изменении климата

1.2. Исходные данные для анализа

ГЛАВА 2. СЕЗОННЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
КЛИМАТА ЗЕМЛИ2.1. Изменение зональноосредненных сезонных аномалий  
температуры воздуха над континентами и аномалий  
температуры поверхности океана2.2. Пространственные различия изменений климата  
за 1974-2005 г

2.3. Особенности сезонной структуры изменений климата

2.4. Изменчивость климата на Земле

Выводы по главе 2

ГЛАВА 3. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС НИЖНЕЙ  
АТМОСФЕРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

3.1. Условия проявления парникового эффекта

3.2. Сезонный ход радиационного баланса, трендов  
температуры воздуха, количества облачности.3.3. Широтный ход радиационного баланса и трендов  
температуры3.4. Значение облачности в современных изменениях  
климата России3.5. Сезонные особенности естественных изменений  
климата

## ГЛАВА 4. КОНТИНЕНТАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА И ИНЕРЦИОННОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

- 4.1. Параметры годового хода как показатель континентальности регионального климата
- 4.2. Инерционность годового хода температуры как показатель взаимодействия атмосферы и океана
- 4.3. Инерционность годового хода температуры и изменения климата
- 4.4. Инерционность и изменчивость климата
- 4.5. Изменение инерционности климатической системы при внешних воздействиях

Выводы по главе 4

## ГЛАВА 5. ВЫБОР МОДЕЛЕЙ КЛИМАТА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОЦЕНОК ПРЕДСТОЯЩИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

- 5.1. Модели климата, общие сведения
- 5.2. Обобщенные оценки точности атмосферно-океанических моделей климата
- 5.3. Оценки точности моделей климата по территории России
- 5.4. Оценки точности моделей на региональном уровне (на примере Московского региона)

Выводы по главе 5

## ГЛАВА 6. ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ НА ОСНОВЕ ЭМПИРИКО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

- 6.1. Проблемы метеорологических прогнозов большой заблаговременности
- 6.2. Ритмы в атмосфере и сезонный частотный фильтр



6.3. Статистическая модель для долгосрочного  
метеорологического прогноза на основе ритмов с учетом  
периодической нестационарности

Выводы по главе 6

ГЛАВА 7. СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИЗМЕНЕНИЙ  
КЛИМАТА НА ОСНОВЕ РИТМОВ

7.1. Построение статистической модели

7.2. Сравнение ошибок статистической модели климата с  
обобщенной атмосферно-океанической моделью  
глобального климата

7.3. Оценки ошибок прогноза погодичных изменений  
климата Северного полушария с заблаговременностью  
до 20 лет на основе совмещения статистической  
модели ритмов и атмосферно-океанической модели  
климата

7.4. Оценки тенденций изменения климата Северного  
полушария на период до 2025 года

Выводы по главе 7

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

### От автора

Проблема современных изменений климата возникла в конце первой половины XX в. в годы потепления Арктики. Временное относительное похолодание в последующие годы охладило интерес к этой проблеме. Но в середине 1970-х гг. интерес исследователей к состоянию климата возобновился. Сложилась ситуация, когда одна часть ученых на основе теоретических разработок и ограниченных данных наблюдений предвещала в будущем глобальное потепление антропогенного характера. В тоже время другие ученые на основе тенденций похолодания климата в 50-60-х гг. прогнозировали дальнейшее понижение глобальной температуры, а третьи - в результате анализа всех имеющихся на тот момент данных наблюдений утверждали, что происходящие изменения климата не выходят за рамки естественной изменчивости. Данные наблюдений, накопленные в последующие годы, примирили многих. В конце XX в. свершившийся факт глобального потепления стал признаваться доказанным. Однако неоконченными остаются дискуссии о причинах современных изменений климата.

Большинством ученых признается факт антропогенного изменения климата в результате накопления углекислого газа в атмосфере, но некоторые утверждают, что не потепление климата является следствием увеличения концентрации углекислого газа в атмосфере, а наоборот, временное потепление климата естественного происхождения привело к высвобождению углекислого газа ранее растворенного в океане. При этом отвергается антропогенная природа современного потепления и прогнозируется скорая смена потепления на похолодание. Кто-то считает, что потепление климата действительно является следствием накопления углекислого газа в атмосфере, но главным источником углекислого газа называют вулканическую деятельность и отвергают антропогенный фактор.

Высказываются и другие гипотезы о причинах изменений климата, отвергающие антропогенную составляющую.

Стремление автора разобраться в сложившейся ситуации, изложено в настоящей монографии. Исследование выполнено на основе данных наблюдений сети метеорологических станций мира, и особенно России, накопленных во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации – Мировом центре данных. В области обработки данных у автора были бесспорные преимущества, что позволило получить ряд новых результатов. Привлечение огромного массива данных и реализация различных методов всестороннего анализа стали возможны в последние годы в результате стремительного развития вычислительной техники в части прямого доступа к данным. Все это помогло на основе обработки данных обнаружить неизвестные особенности в поведении отдельных элементов климатической системы, обнаружить новое в их взаимодействии и ответить на некоторые важнейшие вопросы по проблеме современных изменений климата. При этом еще многое остается неясным, однако изложенные результаты, по мнению автора, позволяют приблизиться к пониманию правильной постановки задач последующих целенаправленных исследований.

Не менее важной является проблема предсказания состояния климата на последующие годы. Существующие гидродинамические модели климата в значительной мере показывают только то, что в них заложено, а существующих знаний о количественной стороне многих процессов в климатической системе явно недостаточно для получения желаемой точности результата. Тем не менее, модели климата широко используются в отсутствии альтернативы. В настоящей работе сделана попытка создания статистической модели климата на основе обработки все той же информации мировой сети метеорологических станций. При этом пришлось отказаться от простых методов авторегрессии и построить статистическую модель климата

на основе ритмов и их экстраполяции. Выделение ритмов в температурных рядах предлагается осуществлять с учетом сезонных особенностей, создающих своеобразный сезонный фильтр ритмов, в результате действия которого в атмосфере возникают серии возмущений, не совпадающие с ритмами вынуждающих факторов. Такой подход дал новые возможности для развития долгосрочных метеорологических прогнозов и для прогноза изменений климата на ближайшие два десятилетия. При этом учтены достижения гидродинамических моделей климата – в статистическую модель климата априори вводятся тренды температуры, которые показывают гидродинамические модели климата.

Представленные результаты дают ответы на некоторые вопросы, тем не менее, являются лишь этапом для более углубленного исследования проблем современных изменений климата. Представляется, что для понимания причин изменений климата атмосферы необходимы более углубленные исследования всех элементов климатической системы и, прежде всего, взаимодействия атмосферы с океаном, а так же – влияния на климат внешних факторов. Представляется, что такие исследования приблизят нас к пониманию циклических процессов в атмосфере и к их предсказанию. Ведь все исследования по климату необходимы, в конечном счете, для предсказания будущего состояния климата.

Антропогенные изменения климата последних десятилетий вполне обоснованно беспокоят человечество, они существуют и сопоставимы с естественными циклическими изменениями климата разной природы. Опасность антропогенных изменений заключается в их необратимости. Но совокупность накапливающихся антропогенных и циклических естественных изменений климата еще более опасна, так как существуют периоды лет скрытой опасности, когда антропогенные и естественные изменения разнонаправлены и взаимно компенсируются, чтобы в следующей фазе с более угрожающей стремительностью проявиться. В настоящей работе

показано, что стремительное потепление климата последних десятилетий отчасти является результатом временного совпадения знака естественных и антропогенных изменений климата. Но нет ясности насколько это временно. Даже если в ближайшем будущем спадающая фаза естественных климатических колебаний в какой-то мере скомпенсирует антропогенную составляющую, необходимо понимать, что проблема не исчезнет, что по прошествии ряда лет взаимокомпенсация сменится взаимоусилением фазы циклического роста температуры и антропогенного потепления еще более обостренного накопившимися парниковыми газами. В сложившейся ситуации очень важными являются стремления человечества остановить или хотя бы замедлить антропогенную составляющую глобального потепления путем ограничения выбросов в атмосферу  $\text{CO}_2$  и других парниковых газов. Еще более перспективными в будущем могут оказаться разработки по ослаблению притока солнечной радиации в нижнюю атмосферу путем создания в верхней тропосфере искусственного экрана из аэрозольных частиц. Подобные работы не должны прекращаться даже если на Земле естественным образом возникнет временное ослабление потепления.

Монография подготовлена в отделе климатологии ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». Автор благодарит за поддержку при подготовке и издании монографии заведующего отделом кандидата физико-математических наук В.Н.Разуваева, директора института доктора географических наук М.З.Шаймарданова и заместителя директора института по научной работе доктора физико-математических наук А.М.Стерина.

## ВВЕДЕНИЕ

Факты об изменении климата последних десятилетий уже не оставляют сомнений в том, что климат изменяется и это происходит с нарастающей скоростью. Несмотря на то, что вопрос о причинах современного глобального потепления не является до конца решенным, в исследованиях многих ведущих климатологов мира делается вывод об антропогенном характере потепления, связанного с ростом концентрации  $\text{CO}_2$ , метана и других парниковых газов в атмосфере [117,36]. Быстрый рост выбросов парниковых газов является следствием интенсификации человеческой деятельности, а вытекающая из этого угроза изменения климата становится экономической и политической проблемой. Признание антропогенного фактора в качестве главной причины изменения климата означает, что человечество в своем развитии достигло потенциала, способного создавать крупномасштабные и необратимые изменения в климатической и экологических системах Земли. Совместно с естественными колебаниями климата эти изменения проявляются, как на глобальном и региональном уровнях, так и на континентально-океаническом взаимодействии.

Происходящие климатические изменения обострили международные противоречия, направленные с одной стороны на удовлетворение всевозрастающей потребности в энергии, а с другой - на смягчение парникового эффекта и ослабления потепления климата [36].

Одновременно активизировались научные исследования, которые показали, что в предсказании будущих изменений климата остается много нерешенных проблем. Ряд исследователей не видят убедительных оснований для ограничения выбросов  $\text{CO}_2$ , другие утверждают, что риски бездействия очень большие и что научная неопределенность проблемы не исключает возможных негативных последствий от парниковых газов более серьезных, чем они сейчас представляются.

В результате продолжающегося потепления климата некоторые секторы экономики будут менее подвержены отрицательным воздействиям или даже могут получить выгоду, другие же - потери. Для отдельных ее секторов, например, сельского хозяйства неопределенность столь велика, что не всегда можно определить даже знак воздействия.

Попытки человечества уменьшить эмиссию парниковых газов пока не перешли в активную фазу. А между тем, даже после сокращения эмиссии и постепенного уменьшения концентрации парниковых газов в атмосфере стабилизация климата будет достигнута лишь спустя длительное время. Климатическая система обладает большой инерцией из-за наличия в своем составе океанов и криосферы. Для того чтобы температура у поверхности земли, установившаяся в результате парникового эффекта, приблизилась к своему естественному состоянию, потребуются сотни лет из-за большой теплоемкости океанов и криосферы и медленной скорости процесса переноса тепла[36].

Угроза необратимости происходящих современных изменений глобального и регионального климата с их негативными последствиями, недостаточная изученность причин и пространственно-временных закономерностей происходящих изменений климата, а также связанная с этим неопределенность в планировании стратегических мер по ослаблению изменений климата делает затронутую тему актуальной. Проблема изменений климата становится одной из важнейших проблем мировой политики и обсуждается на самом высоком уровне. В июне 2007г. на саммите «большой восьмерки» одним из главных был вопрос о борьбе с парниковым эффектом и о сокращении выброса углекислого газа в атмосферу. Государства-участники саммита взяли на себя обязательства существенно сократить выброс парниковых газов в атмосферу. Высказана необходимость дальнейших обсуждений проблемы климата в рамках ООН. В сентябре 2007г. на саммите Азиатско-тихоокеанского экономического сотрудничества

признана необходимость принятия мер, для того, чтобы «замедлить, остановить и затем повернуть обратно» процесс глобального потепления климата путем ограничения энергопотребления и сокращения выбросов парниковых газов в атмосферу, несмотря на сопутствующие этому неизбежные задержки темпов экономического развития многих стран. Присуждение Нобелевской премии 2007 г. группе МГЭИК за исследования в области антропогенного воздействия на климат значительно поднимает престижность проблемы.

В монографии на основе собственных разработок автора предложено описание совокупности региональных и сезонных различий в современных изменениях климата, показаны обнаруженные при анализе эмпирических данных основные факторы современных изменений климата, предложена статистическая прогностическая модель климата.

В работе используются результаты наблюдений на гидрометеорологических станциях Северного и Южного полушарий Земли за весь период имеющихся регулярных наблюдений. В связи с малочисленным количеством станций с началом наблюдений от первых десятилетий прошлого века, за ранние годы в работе использовались только обобщенные данные. Более подробный пространственно-временной анализ проводился по станциям Земли и особенно Северного полушария, начиная с 1920 года. Достаточно полная сеть станций (более 11000) использовалась для анализа с 1970-х годов по 2005 год.

*В первой главе* кратко описывается состояние исследований по проблеме изменений климата, исходные данные для исследований изменений климата, результаты анализа длительности, полноты и пространственного распределения существующей сети метеорологических станций Земли в разные годы. Описаны методы обработки данных как стандартные, так и оригинальные, предложенные автором. К последним относятся метод объективной классификации сезонной структуры трендов, метод выделения



ритмов во временных рядах, предложен индекс для оценки тепловой сезонной инерционности атмосферы.

Описаны универсальные методы оценки достоверности результатов, использованных в нескольких последующих главах. Приводятся пояснения по принятой в работе терминологии различных состояний климата, которая еще не вполне утвердилась в научной литературе.

*Во второй главе* описаны результаты исследований изменения климата по сезонам и регионам. В первом разделе главы рассматривается изменение зонально-осредненных сезонных аномалий температуры воздуха над континентами и аномалий температуры поверхности океана. Рассматривается годовой ход аномалий температуры воздуха и поверхности океана на различных временных отрезках ряда более чем за столетнюю историю наблюдений. Выполнено сопоставление сезонных аномалий температуры воздуха и поверхности океана в связи с изменениями климата. Показаны согласованные изменения сезонных аномалий температуры поверхности океана и температуры воздуха над континентами с конца XIX века до середины 1970-х годов, а в последующие годы выявлено их рассогласование, совпавшее с началом второго глобального потепления.

Далее выполнен расчет трендов температуры по станциям Земли, построены карты трендов и подробно изучено пространственное распределение трендов температуры по четырем сезонам и за год. Многолетние тренды температуры, вычисленные отдельно для каждого месяца, послужили основой для анализа годового хода трендов температуры на каждой из 11000 станций.

Величина изменений регионального климата зависит от высоты станции над уровнем моря (обширные возвышенности и горные плато) и пространственной ориентации горных массивов на пути движения воздушных масс. В разных сезонах года влияние рельефа на изменения климата может проявляться с разным знаком. Характер сезонных и

региональных различий влияния рельефа на изменения климата согласуется с известными представлениями об атмосферной циркуляции как одним из факторов формирования регионального климата.

Методом объективной классификации обобщены результаты анализа всей информации о трендах температуры на континентах. Выявлена характерная структура годового хода трендов температуры воздуха в каждом регионе Земли. Выявлены регионы с наибольшими сезонными трендами.

Приведены карты изменений пространственной и временной изменчивости климата.

Приведены примеры практического использования результатов исследований при подготовке климатических справочников.

*Третья глава* посвящена выделению парникового эффекта в современных изменениях климата на основе анализа результатов наблюдений и проведения специальных статистических экспериментов. В начале главы показано распределение радиационного баланса нижней атмосферы в зависимости от сезона года и географической широты и сформулировано утверждение о том, что парниковый эффект по определению должен проявляться наиболее заметно в таких условиях, при которых радиационный баланс близок к нулю или отрицательный. Далее проводится совместный анализ изменения радиационного баланса и трендов температуры в зависимости от географической широты и от сезона года при облачных и сухих безоблачных условиях в атмосфере. Приведены подтверждения наличия в рядах температуры радиационной (парниковой) трендовой составляющей в безоблачной сухой атмосфере. Отдельно оценена роль облачности в формировании трендов температуры и естественных ритмических изменений климата, накладывающихся на парниковый эффект.

*В четвертой главе* на основе авторского индекса тепловой сезонной инерционности атмосферы описан анализ многолетнего изменения крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы и океана

(изменения континентальности климата). Показано многолетнее продолжающееся ослабление теплового взаимодействия атмосферы с океаном, которое ослабило демпфирующую роль океана и уменьшило инерционность изменений климата. В свою очередь это привело к более интенсивному антропогенному потеплению за счет ранее накопленных парниковых газов и к усилению изменчивости климата.

*В пятой главе* описаны исследования по оценке точности трех наиболее известных динамических полных моделей климата. Кратко показаны основные принципы построения этих моделей и выделены неопределенности, заложенные в эти модели, которые создают базу для неуверенности полученных на их основе результатов. Такие неопределенности заложены во все существующие модели климата и отражают общий уровень наших знаний о сложных глубинных процессах в климатической системе.

Получены оценки точности моделей при обобщении по Северному полушарию, по России и по отдельной станции на примере Москвы. Испытаны варианты совместного использования трех моделей. Описано географическое распределение ошибок каждой из моделей. Показано, что использование этих моделей на региональном уровне приводит к большим неточностям.

*В шестой главе* рассматриваются проблемы метеорологических прогнозов большой заблаговременности и предлагается авторская статистическая модель долгопериодных изменений температуры воздуха, основанная на выявлении и экстраполяции ритмов в атмосфере. Построение этой модели стало возможным после исследований сезонных особенностей формирования ритмов, которые описаны в начале главы. На основе обзора результатов исследований ритмических свойств атмосферы по публикациям, начиная с первой половины XX в., и на основе современных авторских разработок сформулирован новый подход к построению прогностической

модели большой заблаговременности для температурных рядов. Много внимания уделено обоснованию выбранного подхода и его отличиям от других методов. Введены понятия сезонного частотного фильтра ритмов и квантования свойств атмосферы по сезонам и регионам, с учетом которых построена авторская модель.

Отладка модели описана на примере сезонных прогнозов с годовой заблаговременностью. Приведены авторские оценки успешной применимости этих прогнозов на территории России.

*В седьмой главе* описано развитие этого метода для прогноза многолетних изменений температуры воздуха. Созданная статистическая модель позволила прогнозировать обобщенные по площади оценки погодичных изменений климата на предстоящие 15-20 лет лучше известных динамических моделей. Показано, что наилучшие результаты в прогнозе погодичного климата достигаются в статистической модели на основе ритмов с использованием в ней данных о трендах из динамических полных моделей климата. Показано, что статистическая модель лучше описывает межгодовые изменения, а динамические модели лучше описывают трендовую составляющую изменений климата. На основе совместного использования статистической и динамических моделей климата составлен и описан прогноз климата Северного полушария на два последующих десятилетия. Выделены годы ожидаемых наиболее интенсивных отклонений от положительного тренда температуры.

Таким образом, в монографии описаны современные изменения климата, их сезонные и региональные особенности, выделены некоторые факторы изменений климата, предложена прогностическая модель для долгосрочных метеорологических прогнозов и прогноза изменений климата на предстоящие 20 лет.

## ГЛАВА 1. КЛИМАТ В XX ВЕКЕ, ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

### 1.1. Основные сведения об изменении климата

Исследования, результаты которых изложены в монографии, отталкивались от обширных сведений опубликованных разными исследователями в России и за рубежом за многие годы. Нет возможности перечислить их все, поэтому в настоящем разделе приводятся только основные сведения о климате, которые непосредственно послужили отправными точками для авторских исследований и приведенных в последующих разделах результатов.

#### *Две эпохи потепления глобального климата*

В истории Земли известны естественные изменения климата, которые происходили под действием изменений орбиты Земли, притока солнечной энергии, содержания в атмосфере парниковых газов, вулканических извержений и колебательных процессов в самой климатической системе.

Совершенно достоверно изменение климата зафиксировано при анализе многолетних рядов наблюдений основных показателей климата (температуры, осадков, проявлений экстремальных явлений), а также содержания парниковых газов и аэрозолей в атмосфере, уровня моря, состояния экологических систем, здоровья людей. Климатическая система Земли изменилась по сравнению с доиндустриальной эпохой, как на глобальном, так и на региональном уровнях. Этот процесс ускорился и стал мощнее в последние десятилетия.

Произошедшие изменения лучше заметны в высоких широтах в холодное полугодие и больше в ночное время, чем в дневное [120, 110, 115].

Глобальная средняя приземная температура воздуха за период с конца XIX века возросла на  $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ , а с учетом данных до 2005 года рост температуры составил  $0.74^{\circ}\text{C}$ . За это время глобальная температура имела

две волны потепления. Фаза роста первого потепления началась примерно в 1910 году и закончилась примерно в 1945 году, затем было непродолжительное понижение глобальной температуры, а с середины 1970-х годов и до настоящего времени идет сильное потепление. Темпы изменения с 1976 г. приблизительно в три раза превышают таковые за последние 100 лет в целом [34].

На рис.1.1 в указанные годы потеплений показаны тренды, которые выделяются с большой статистической достоверностью (вероятность случайности  $P_{сл} < 5\%$  по критерию Стьюдента и по критерию Дарбина-Оутсона,  $R^2 = 0.42$  и  $R^2 = 0.75$ , соответственно для первого и второго потепления)

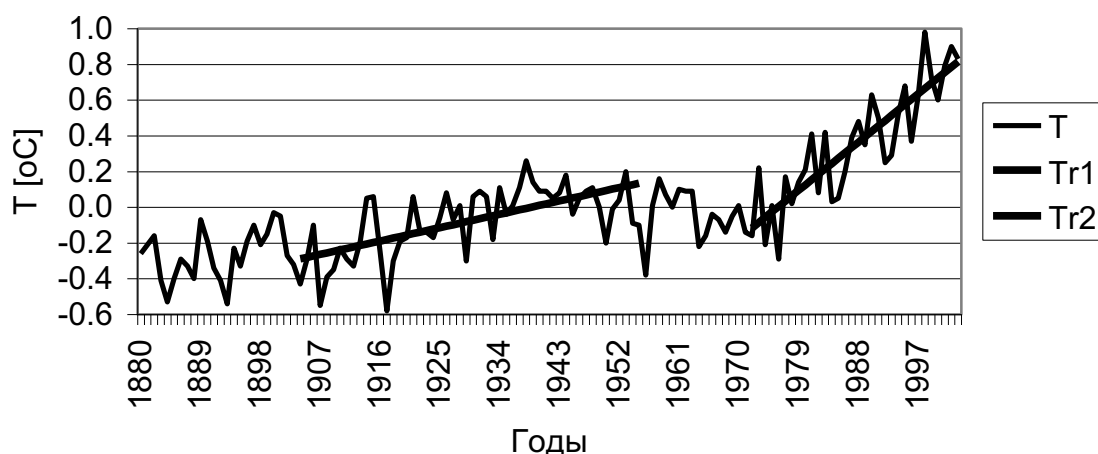


Рис.1.1. Аномалии глобальной температуры воздуха над сушей по данным NCDC [128]

Темпы повышения температуры в первом периоде  $0.08^{\circ}\text{C}/10$  лет, а во втором  $0.30^{\circ}\text{C}/10$  лет.

Начало потепления климата, которое наблюдалось в первой половине XX века, было обнаружено не сразу. В 20-х годах появилось много сообщений о признаках потепления в Арктике. Н.М. Книпович в 1921 г. выявил, что воды Баренцева моря стали заметно теплее. Сначала даже считалось, что это потепление касается только Арктической области.

Позднее было отмечено, что это было глобальное потепление. Значительно раньше, чем климатологи, потепление заметили гляциологи, которые уже к концу XIX в. установили заметное отступление ледников в Альпах, на Кавказе и в Скалистых горах Северной Америки [51].

Особенностью потепления было то, что в высоких полярных широтах Северного полушария оно было выражено более четко и ярко. Так, в Западной Гренландии температура повысилась на  $5^{\circ}\text{C}$ , а на Шпицбергене даже на  $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$  за период от 1912–1926 гг. до конца 30-х годов [51].

Наибольшее глобальное повышение средней температуры у поверхности Земли во время кульминации потепления составляло  $0.6^{\circ}\text{C}$ . Горные ледники повсеместно отступали, причем величина отступления исчислялась сотнями метров. На Кавказе, например, общая площадь оледенения сократилась за это время на 10%, а толщина льда в ледниках уменьшилась на 50–100 м.

Потепление сопровождалось изменением увлажненности отдельных районов. О.А. Дроздов [29] выявил, что в эпоху потепления 30-х годов в районах недостаточного увлажнения возросло количество засух, охватывающих большие территории. Такие засухи отмечались в СССР, а также в Соединенных Штатах, где они известны как знаменитые засухи 30-х годов.

После 40-х годов стала проявляться тенденция к похолоданию. Льды в Северном полушарии стали снова наступать. В первую очередь это выразилось в росте площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана. С начала 40-х и до конца 60-х годов площадь льда в арктическом бассейне возросла на 10%. Горные ледники в Альпах и на Кавказе, а также в горах Северной Америки, ранее быстро отступавшие, или замедляли отступление, или даже начали снова наступать. Первое в XX веке потепление сменилось непродолжительным и не сильным похолоданием.

В конце периода похолодания в 60-е и 70-е годы возросло число климатических аномалий. Это были суровая зима 1967/68 г. в СССР и три

суровые зимы с 1972 по 1977 г. в Соединенных Штатах. В этот же период в Европе отмечается серия очень мягких зим. В Восточной Европе в 1972 г. – очень сильная засуха, а в 1976 г. – на редкость дождливое лето. Отмечалось необычайное количество айсбергов у берегов Ньюфаундленда в летние периоды 1971–1973 гг., частые и сильные штормы в Северном море между 1972 и 1976 г. Аномалии охватили не только умеренную зону Северного полушария. С 1968 по 1973 г. длилась сильнейшая засуха в Сахеле в Африке. Дважды, в 1976 и 1979 г., сильные заморозки погубили кофейные плантации в Бразилии. В Японии по данным метеорологических наблюдений установлено, что за десятилетие 1961–1972 гг. число месяцев с необычно низкими значениями температуры было вдвое больше, чем с высокими значениями, а число месяцев с недостаточными осадками также почти вдвое превышало число месяцев с избытком осадков. Аномалии наблюдались как в Северном, так и в Южном полушариях [51].

Второе потепление XX века началось более стремительно. По данным [36], начиная с 1976 года, потепление носит почти глобальный характер, однако самое значительное повышение температуры при этом наблюдалось в средних и высоких широтах континентов в Северном полушарии. В последующих разделах монографии автором показано на более подробных данных, что в высоких широтах континентов имеются так же регионы с отрицательными трендами.

Эмпирические данные о быстром повышении глобальной температуры, данные о состоянии морских льдов в обоих полушариях, горных ледников, площадь которых значительно сократилась в последние годы [116], а также заметное повышение температуры поверхности почвы в районах вечной мерзлоты в тундровой зоне России [57], Аляски и Канады [132] и другие природные индикаторы [42,43] свидетельствуют о реальности потепления климата, наиболее ярко проявившегося в последние годы.



Происходящее в последнее время потепление является более сильным на суше, чем в районах океанов.

Повышение температуры поверхности моря, начиная с 1950 года, примерно в два раза меньше, чем повышение средней температуры воздуха над поверхностью суши [36]. Среднегодовые значения температуры свидетельствуют об охлаждении в северо-западной части Северной Атлантики и в центре северной части Тихого океана, однако тенденция охлаждения в Северной Атлантике в последнее время сменилась на обратную. Наблюдавшиеся в последнее время региональные структуры изменения температуры соотносятся, частично, с различными фазами атмосферно-океанических колебаний, таких как Североатлантическое и Арктическое колебания и, возможно, Тихоокеанское десятилетнее колебание. Поэтому региональные тенденции температуры в течение нескольких десятилетий могут находиться под сильным влиянием региональных изменений в климатической системе и могут заметно отклоняться от глобального среднего значения. Потепление в период с 1910 г. по 1945 г. начиналось в Северной Атлантике и на Европейском побережье Северного ледовитого океана. А в период с 1946 по 1975 г. в Северной Атлантике наблюдалось значительное похолодание так же, как и на большей части территорий Северного полушария, в эти же годы на большей части территорий Южного полушария наблюдалось потепление. Глобальное теплосодержание океанов значительно возросло с конца 1950-х годов. Более половины этого увеличения теплосодержания произошло в верхнем слое океана до глубины 300 м, температура здесь повысилась на  $0.04^{\circ}\text{C}$  в десятилетие [36].

Изменение температуры воздуха в период потепления лучше всего изучено в Северном полушарии, где в этот период было сравнительно много метеорологических станций. Тем не менее, и в Южном полушарии оно было выявлено достаточно уверенно.

Сравнение рядов аномалий средней годовой температуры воздуха Северного, Южного полушарий и земного шара показывает их согласованность: потепление с начала XX века до 40-х годов сменилось некоторым похолоданием до середины 70-х, после чего потепление продолжается до настоящего времени. Особенно ярко потепление проявилось с конца 80-х годов. В Южном полушарии потепление 1920-1940 гг. выражено слабее.

Аналогичные ряды для средних месячных температур двух экстремальных месяцев указывают на существенные сезонные особенности в структуре глобального потепления Северного и Южного полушарий. Таким образом, потепление неоднородно во времени на пространственных масштабах полушарий и земного шара. Существенно более серьезная пространственная и временная неоднородность в тенденциях изменений климата обнаружена на уровне регионов [68, 22] .

Таким образом, сделав однозначный вывод о глобальном потеплении в 20-м столетии, сразу же возникает вопрос о его причинах. Все возможные климатообразующие факторы можно разделить на четыре группы [26]: а) внешние астрономические факторы; б) внешние (по отношению к климатической системе) геофизические факторы; в) внутренние геофизические факторы; г) антропогенные факторы. Наибольшие опасения вызывают антропогенные воздействия на изменения климата.

#### *Терминология различных состояний климата (изменения, изменчивость)*

В работе [25] климатической изменчивостью называется изменчивость, соответствующая атмосферным процессам от трех недель до нескольких десятилетий. Масштабы больше десятилетий по мнению [25] характеризуют изменения климата. Ранее терминологические различия между изменениями и изменчивостью климата базировались на основе причин приводящих к новому состоянию климата. Принималось, что изменения, это результат действия необратимых антропогенных процессов, а изменчивость — это

результат естественных циклов с обратимыми состояниями. Однако по результатам наблюдений нельзя разделить различия в климатических состояниях по их происхождению. Более правильным представляется подход [25] основанный на временном масштабе. Однако его следует уточнить. Если обратиться к исконным значениям слов «изменение» и «изменчивость» на основе словарных статей, то следует учитывать, что изменение – характеризует переход климата в иное состояние за некоторое время, а изменчивость – характеризует разнообразие значений температуры в некотором интервале времени. Поэтому далее изменениями климата будем называть то, что оценивается величиной аномалии или значением тренда в различных временных масштабах, превышающих минимальный интервал в три недели, а климатической изменчивостью – оценки разнообразия значений температуры. Изменчивость может характеризоваться, например, дисперсией температуры на выбранном интервале времени более трех недель или дисперсией отклонений от тренда температуры на том же интервале. Оценки климатической изменчивости во времени можно так же называть межгодовой климатической изменчивостью. Такие оценки изменчивости климата, вычисленные отдельно по станциям в некотором большом регионе (континенте, полушарии, Земле), позволяют строить карты изменчивости и анализировать пространственные особенности временной изменчивости климата.

Отклонения от тренда в разные десятилетия могут иметь разную амплитуду, т.е. разную изменчивость, поэтому необходимо также рассматривать во времени изменения изменчивости климата. Изменения во времени изменчивости климата можно было бы оценить как среднеквадратическое отклонение из средних значений, вычисленных по последовательным временным интервалам. Но для этого нет достаточно длительных рядов наблюдений. Поэтому изменение изменчивости климата

во времени будем оценивать по разности характеристик изменчивости двух соседних интервалов лет.

Если длительности ряда наблюдений недостаточно для составления двух последовательных ~30-летних выборок, то можно использовать другой способ анализа изменений межгодовой изменчивости. При увеличении изменчивости климата с годами увеличиваются положительные отклонения остатков и (или) модули отрицательных отклонений от тренда исходного ряда. Поэтому разность между количественными оценками величин трендов, вычисленных отдельно по выборкам лет с положительными отклонениям и с отрицательными отклонениями исходного ряда, могут характеризовать увеличение изменчивости климата при положительной разности между указанными трендами и уменьшение изменчивости при отрицательной разности между указанными трендами.

По совокупности оценок в нескольких точках заданного региона можно анализировать пространственные различия межгодовой изменчивости климата и пространственные различия изменений изменчивости климата.

Кроме анализа во времени упомянутой изменчивости климата в заданной географической точке за некоторый интервал лет, можно еще оценивать изменения изменчивости климата в пространстве за каждый год или за интервал лет. Наиболее естественной оценкой пространственной изменчивости климата является пространственное среднеквадратическое отклонение значений всех рядов (станций) региона на заданный год. Последовательность полученных по годам значений пространственных среднеквадратических отклонений, может служить основой для анализа многолетних изменений пространственной изменчивости климата региона.

В настоящей работе вычислялись на каждый год пространственные среднеквадратические отклонения температуры по скользящим 30 градусным квадратам географической сетки, а по ряду таких значений в каждом узле

вычислялась количественная оценка тренда пространственной изменчивости климата.

### *Современные представления о причинах изменения климата Земли*

Интенсификация человеческой деятельности, в первую очередь сжигание ископаемого топлива и изменения в землепользовании, изменяют концентрации газов и аэрозолей, составляющих атмосферу, которые поглощают или рассеивают радиационную энергию. Повышение концентрации парниковых газов и аэрозолей обычно рассматриваются как главные вкладчики в климатические изменения.

Еще в конце XIX века в [93] была указана возможность потепления климата из-за увеличений в атмосфере  $\text{CO}_2$  в результате сжигания каменного угля и другого топлива. По расчетам того времени, при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  глобальная температура атмосферы должна повыситься на  $5^\circ\text{C}$ . Тогда считали, что такие изменения просто продлят сельскохозяйственный сезон в более высоких широтах и принесут пользу людям. Предполагали, что удвоение  $\text{CO}_2$  может произойти только через 1000 лет, поэтому особого значения этому выводу не придавалось.

В середине 60-х гг. XX столетия глубоко и всесторонне разработал эту проблему М.И. Будыко [12]. Он первым высказал предположение об антропогенном изменении климата, указал на связь потепления с выбросами углекислоты в атмосферу и на основании расчетов теплового баланса предсказал глобальное потепление. По его мнению, главной причиной увеличения концентрации углекислоты в атмосфере стал рост масштаба сжигания ископаемого топлива. Основываясь на своей модели, М.И. Будыко дал прогнозы изменения приземных температур на ближайшие десятилетия XXI века. Согласно прогнозу М.И. Будыко, сделанному в начале 70-х гг. XX века, предполагалось, что за 120 лет концентрация углекислого газа увеличится примерно в два раза, а температура воздуха должна повыситься почти на  $2.5^\circ\text{C}$ . В этом же прогнозе был сделан вывод о том, что повышение

температуры обусловит сокращение площади морских полярных льдов, а значит, вызовет подъем уровня Мирового океана.

Еще один повод для изучения проблемы антропогенного изменения климата дала в 1967 публикация Manabe и Wetherald [125], в которой на модели общей циркуляции атмосферы был показан нагревающий эффект парниковых газов. Они использовали простую одномерную модель глобальной атмосферы. С тех пор, было выполнено огромное количество работ, направленных на моделирование изменений климата под действием антропогенного фактора.

Содержание парниковых газов в течение XX века выросло более чем на 30%. В течение того же периода средняя температура на Земле существенно повысилась. По самым осторожным оценкам (IPCC) Межправительственной комиссии по изменению климата ООН повышение глобальной температуры составило около  $0.6^{\circ}\text{C}$ . Ситуация продолжает ухудшаться. Если в докладе 1996 года [117] утверждалось, что десять из десяти самых жарких лет в недавней истории имели место после 1980 г., то в докладе 2001 года [36] уже отмечалось, что десять из десяти самых жарких лет имели место после 1990 года. Количество атмосферных осадков в XX веке увеличилось на 5-10% в большинстве районов, расположенных в средних и высоких широтах Северного полушария, при этом частота погодных явлений, сопровождающихся обильными осадками, к концу века возросла на 2-4%, хотя в некоторых регионах количество осадков сократилось (в Северной и Западной Африке и некоторых районах Средиземноморья) [36]. Наблюдаются изменения в режимах речных стоков, наводнения и засух [102].

По данным [36] потепление климата сопровождается среднеглобальным повышением уровня моря в результате теплового расширения морской воды и подтаивания материкового льда. Происходит сокращение снежного покрова и распространенности льда. В Северном полушарии сокращение снежного покрова составило около 10% по сравнению с концом 60-х годов, а

годовая длительность ледостава на озерах и реках в средних и высоких широтах сократилась за столетие примерно на две недели. Существенный и все больший ущерб вызывают экстремальные погодные явления, связанные с климатом и превращающиеся в серьезную проблему.

В исследовании [45] было проанализировано воздействие различных факторов на радиационный баланс в пределах десятилетия и последнего столетия. При рассмотрении вековой изменчивости климата оказалось, что именно накопление парниковых газов в атмосфере определило произошедшее повышение среднеглобальной температуры на  $0.6^{\circ}\text{C}$ . Однако авторы подчеркивают, что объяснение нынешних и будущих изменений климата только антропогенным фактором покоится на весьма шатком фундаменте, хотя его роль со временем, безусловно, возрастает.

В работе [104] потепление в Северном полушарии связывается в основном с естественными изменениями в режимах циркуляции атмосферы. Но ее авторы подчеркивают, что этот факт не может служить доказательством отсутствия антропогенного воздействия на климат. В работе [144] по-разному объясняют первое и второе потепление атмосферы в течение XX века. Так утверждается, что в первой половине XX в. (между 1910 и 1940 гг.) потепление происходило в основном из-за колебания солнечной активности и в меньшей степени от антропогенных факторов - парниковых газов и тропосферного сульфат-аэрозоля. А потепление во второй половине XX века [144] связывается, в основном, с антропогенным влиянием. Естественные вариации солнечной и вулканической активности признаются в качестве лишь второстепенных факторов.

В.М.Котляков разделяет причины глобального потепления и региональных изменений климата, он считает, что глобальный тепловой баланс Земли серьезно зависит от парникового эффекта, а региональные особенности климата определяются прежде всего колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий [46]. Океан играет важную роль в

меридиональном переносе тепла к полюсам, меняя глобальный климат. Из анализа циркуляции воды в океане следует, что в нескольких критических зонах небольшие колебания плотности воды, обусловленные образованием или таянием льда, могут существенно влиять на движение воды и, соответственно, на перенос тепла и на климат. В частности, выяснилось, что критической для климата европейской части России оказывается глобальная циркуляция вод океана.

Таким образом, исследования последних лет показывают, что климатическая система — одна из сложнейших на Земле, требующая взаимосвязанного изучения глобальных изменений в океане, атмосфере, криосфере и других системах. При этом нельзя исключать возможность внешних по отношению к климатической системе геогелиофизических и астрономических воздействий на состояние климата.

В редких случаях в публикациях встречается утверждение о полном отсутствии антропогенного влияния на климат, и почти так же редко все изменения климата называют антропогенными, в большинстве случаев рассматривается комплекс нескольких природных и антропогенных факторов, определяющих современное состояние, изменение и изменчивость климата. Однако наибольшие опасения вызывают антропогенные составляющие непреднамеренных изменений климата, которые, в отличие от природных, могут оказаться необратимыми. Поэтому подробнее следует остановиться на парниковых газах.

#### *Парниковые газы антропогенного происхождения*

Концентрации парниковых газов устойчивы во времени. То, что накоплено сегодня, еще десять лет будет греть нижнюю атмосферу. Антропогенные изменения климата являются следствием воздействия человека на радиационный баланс атмосфера-земля и обусловлены изменениями в составе атмосферы (накопление парниковых газов).



Из всех парниковых газов наиболее значительное влияние на климат может оказывать рост концентрации  $\text{CO}_2$  в результате сжигания возрастающего количества угля, нефти и других видов топлива. Так как углекислый газ почти прозрачен для приходящей солнечной радиации, но заметно ослабляет уходящее длинноволновое излучение, то он является одним из факторов, создающих парниковый эффект в атмосфере.

Существует природный углекислый газ, возникающий при вулканических извержениях, и антропогенный. Их распределение в атмосфере невозможно разделить. Избыток атмосферной углекислоты частично растворяется в Мировом океане. Углекислота участвует в биогеохимическом цикле, усваивается организмами и, в конце концов, откладывается в донных осадках. На суше избыток углекислоты также откладывается при образовании лесов в соответствующих континентальных ландшафтах. В настоящее время океаны и суша поглощают примерно половину количества антропогенных выбросов  $\text{CO}_2$ . Тем не менее концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере повышается и, согласно прогнозу, будет повышаться в будущем.

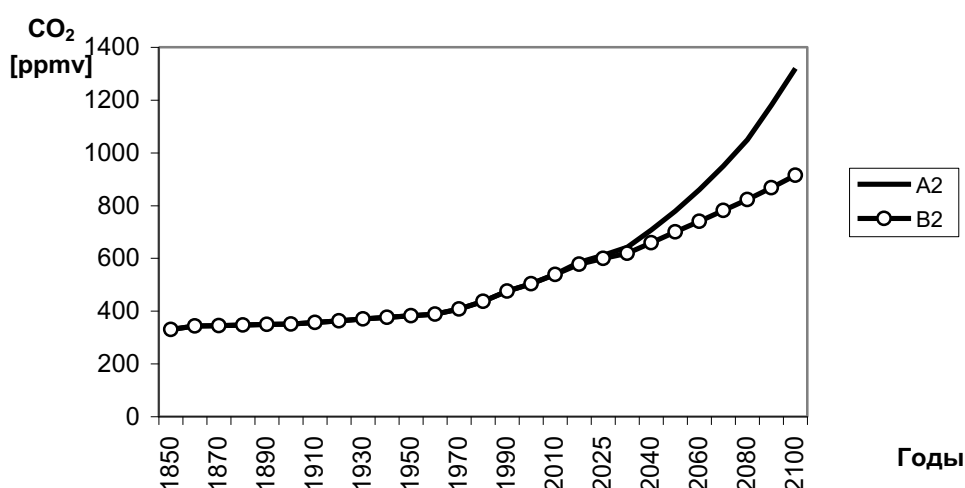


Рис. 1.2. Рост концентрации парниковых газов по сценариям A2 и B2.

На рис. 1.2. показано фактическая концентрация  $\text{CO}_2$  до 2000 года и ее прогноз до 2100 года по двум возможным сценариям техногенного развития

общества [36]. Описание сценариев и обозначения приведены в разделе 5.1. Согласно моделям, в то время, когда концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере будет возрастать, океан и суша будут поглощать все меньшую долю антропогенных выбросов  $\text{CO}_2$ . Влияние обратных связей между климатом, сушей и океаном, как показывают модели, будет заключаться в дальнейшем повышении концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере в результате уменьшения поглощения  $\text{CO}_2$  океанами и сушей. Способность газов растворяться в воде зависит от температуры воды, при повышении температуры океана уменьшится количество оттока  $\text{CO}_2$  из атмосферы в океан.

Несмотря на большое сходство реальных изменений климата и прогнозов антропогенных температурных изменений, появляются работы, в которых высказываются сомнения об антропогенности изменений климата и утверждается, что парниковая роль  $\text{CO}_2$  не так уж велика.

По эмпирическим данным о многолетних изменениях полушарных и глобальных температур Земли в [64] с высокой надежностью показано определяющее влияние колебаний концентрации  $\text{CO}_2$  и прозрачности атмосферы на вековой ход изменений климата. Изменение прозрачности атмосферы связано с соответствующими изменениями концентрации аэрозолей в атмосфере естественного (вулканические выбросы) и антропогенного происхождения. Индустриализация человечества приводит к усилению выбросов в атмосферу аэрозолей. Аэрозоли представляют собой второе по степени важности антропогенное воздействие на климат, но другого знака. В результате отражения солнечного света обратно в космос большинство аэрозолей способствуют локальному охлаждению климата. Частицы аэрозолей могут непосредственно задерживать проникновение солнечных лучей в нижнюю атмосферу и могут служить катализаторами (ядрами конденсации), способствующими формированию облаков, которые в теплое полугодие также обладают охлаждающим эффектом. Пока не в полной мере ясна чувствительность климата, как к антропогенным

концентрациям парниковых газов, так и к аэрозолям. Парниковые газы и аэрозоли оказывают воздействие на климат с разным знаком, эффективность антропогенного  $\text{CO}_2$  всегда выше чем антропогенных аэрозолей. При построении моделей климата под парниковым эффектом обычно понимают результат их совместного воздействия на климат.

В последние годы исследователи обратили внимание на метан, который так же является парниковым газом и по его концентрации в воздухе он стоит на втором месте после углекислого газа. Метан поступает в атмосферу при поверхностных и подводных вулканических извержениях. Другим важным источником поступления метана в атмосферу являются озерно-болотные системы, занимающие огромную территорию, и тундровые ландшафты. Дополнительную долю в поставке метана в атмосферу вносят заболоченные леса на побережьях тропических морей. Кроме того, метан медленно фильтруется в районах близкого расположения к земной поверхности нефтегазовых месторождений. Общее количество такого метана подсчитать в настоящее время не представляется возможным, но вклад этого природного источника метана значителен.

В огромных объемах метан и другие легкие углеводороды выделяются в процессе добычи нефти и особенно газов. Особенно много метана и других углеводородов может улетать в воздушное пространство во время переработки нефти на нефтехимических предприятиях. Примерный подсчет показывает, что только при нефте- и газодобыче, транспортировке и переработке жидких и газообразных горючих полезных ископаемых в атмосферу выбрасывается такое количество метана, которое сопоставимо с природными выбросами этого газа [49].

Много метана выделяется в результате сельскохозяйственной деятельности человека. Большое количество метана образуется при разложении навоза. А рисовые поля фактически являются болотами искусственного происхождения. Таким образом, в результате хозяйственной

деятельности человека, уровень антропогенного добавления в атмосферу метана не только сопоставим с природным, но и, в ряде случаев, оказывается даже выше [49]. Кроме того, метан в связанном состоянии находится в виде метангидрата, который в больших количествах обнаруживается в морских отложениях в арктических областях. Метангидрат представляет собой молекулы метана, каждая из которых окружена водными молекулами. Метангидрат возникает под давлением, он устойчив в водных глубинах ниже, чем 300 метров. Полярный холод позволяет формирование метангидрата на малых глубинах. В больших количествах метангидрат заморожен в почву в зоне вечной мерзлоты, которая под действием повышения температуры воздуха оттаивает и метан освобождается. Парниковый эффект усиливается, это еще больше повышает температуру. Возникает система с обратной положительной связью, которая так же приводит к ускорению глобального потепления. За последние два столетия под воздействием человека, концентрация метана в атмосфере увеличилась больше чем в два раза. Метан, попадая в атмосферу в приземных условиях, не преобразуется, не усваивается организмами, не переходит в осадок и не уходит обратно в недра Земли, а благодаря своей легкости и подвижности быстро поднимается в стратосферу. Под действием солнечной радиации он постепенно разлагается. Метан – сильный парниковый газ, его способность поглощать инфракрасное излучение в 21 раз выше, чем у углекислого газа (на единицу массы), и потому учет роста его концентрации чрезвычайно важен [49].

#### *О влиянии океанов на изменения климата*

Океан является основным поглотителем тепла, поступающего к поверхности Земли от Солнца. Он отражает только 8% потока солнечного излучения, а 92% поглощают его верхние слои. Полученное тепло океан расходует 51% на испарение, 42% тепла уходит из океана в виде длинноволнового излучения, которое частично задерживается в атмосфере

или уходит в космос, остальные 7% тепла нагревают воздух при прямом контакте (турбулентный обмен). Океан, нагреваясь в основном в тропических широтах, переносит тепло течениями в умеренные и полярные широты и охлаждается. Средняя температура воды всей толщи океана гораздо ниже поверхностной температуры - всего  $5.7^{\circ}\text{C}$ , но она все же на  $22.7^{\circ}\text{C}$  выше средней температуры всей земной атмосферы. Из этого следует, что океан выступает как основной аккумулятор солнечного тепла [51].

Удельная теплоемкость воды в 4 раза больше удельной теплоемкости воздуха, запас тепла в трехметровом слое океана равен теплоемкости всей атмосферы. Однако скорость преобразования энергии в атмосфере во много раз превышает скорость ее трансформации в океане. В системе океан-атмосфера океан служит инерционной средой, медленно накапливающей изменения. Атмосфера же представляет собой нестационарную часть, глобальная долгопериодная устойчивость которой поддерживается океаном.

Процесс преобразования энергии в климатической системе В.В.Шулейкин описал на основе понятия природных тепловых машин разных масштабов. Природная тепловая машина первого рода работает на контрасте экватор–полюс. Машина второго рода отвечает за обмен воздушными массами между океаном и континентами – муссонную циркуляцию, которая меняет в течение года направление в соответствии с тем, как меняют свою относительную роль источников и стоков тепла континенты и океаны. По мнению [48], движущим механизмом климатических изменений на Земле является тепловая машина "нулевого рода". Она работает за счет глобального контраста в температуре и солености между отдельными бассейнами Мирового океана. Изменчивость переноса между этими областями влияет на климат.

Области морей и океанов, характеризующиеся высоким испарением, производят интенсивный энергообмен с атмосферой. Северная Атлантика является такой энергоактивной областью глобального значения. Тепловой

баланс Северной Атлантики - отрицательный, этот бассейн отдает тепло в атмосферу. Если бы сюда не поступала тепловая энергия из других частей Мирового океана через Южную Атлантику, то температура ее поверхностных вод постоянно бы понижалась. Современный благоприятный климат Европы обусловлен дополнительным теплом, переносимым в Атлантику из других океанов.

Основной движущей силой обращения глубинных вод в океане являются термохалинные процессы, то есть процессы солевого обмена, возникающие под действием температурных изменений. Соленая и теплая вода удерживается на поверхности океана силой Архимеда. Поверхностные слои воды, перемещающиеся от экватора в сторону полюсов, имеют избыток солености. Охлаждаясь в средних и высоких широтах в период зимних холодов, такая вода увеличивает свою плотность. В результате соленые воды погружаются на большие глубины. Процесс образования глубинных вод происходит как в северной части Атлантики, так и у берегов Антарктики [47].

К.Н. Федоров одним из первых отметил важность термохалинных процессов и обратил внимание на возможность возникновения колебаний в системе океан-атмосфера. Сейчас считают, что термохалинная циркуляция, приводимая в движение североатлантическими глубинными водами, является глобальным явлением, распространяющимся на Индийский и Тихий океаны. Осцилляции глобального масштаба возможны благодаря существованию обратных связей в системе океан–атмосфера–континентальные льды. Например, когда в субтропиках испаряется значительное количество воды с поверхности океана, соленость оставшейся океанической воды возрастает. Эта вода с повышенной соленостью переносится в приполярные области, охлаждается и опускается на глубины. А влага, испарившаяся с поверхности океана в субтропиках, через атмосферную циркуляцию тоже попадает в приполярные области в виде осадков. Выпавшие осадки опресняют

океанические воды и тем самым замедляют производство глубинных вод [98]. В зависимости от того, какой из процессов сильнее, перенос соленых вод или процесс их распреснения осадками, возможно существование двух климатических режимов. Одному режиму соответствует усиленная термохалинная циркуляция, которая может направлять в Северную Атлантику теплые воды даже из Южного полушария. Эта "теплая" вода, возможно, объясняет умеренно теплый климат в Европе в современную эпоху и межледниковые периоды. Другой – "прохладный" режим реализуется в условиях, когда избыток пресной воды в приполярных областях блокирует производство глубинных вод и "выключает" термохалинную циркуляцию. Исходя из этой картины, сложилась концепция "солевых" осцилляций климата, связанных с ослаблением и усилением Атлантической термохалинной циркуляции с периодами от нескольких лет до порядка 1000 лет [98]. В условиях потепления климата, описанные колебательные процессы обостряются. В результате таяния Гренландского ледника распреснение Ледовитого океана при повышении среднепланетарной температуры Земли может привести к еще большему распреснению вод Лабрадорского течения и снижению их плотности. Если плотность вод Лабрадорского течения станет ниже плотности вод Гольфстрима, то Лабрадорское течение поднимется на поверхность, перекрывая путь Гольфстриму на Север [38]. Сформируется картина течений, характерная для ледниковых периодов. В результате подобной перестройки течений нарушится меридиональный перенос тепла между тропическими и полярными областями океана. На севере Евразии и Америки температура воздуха понизится, а в экваториальной зоне возрастет. Такое развитие процессов не будет бесконечным. Через некоторое время понижение температуры в высоких широтах приведет к восстановлению Гренландского ледника. Перестройка течений, которая началась во время таяния Гренландского ледника, прекратится, а восстановятся течения в океане,

соответствующие нормальным условиям. Мировой океан срабатывает в качестве гигантского теплового демпфера, стабилизирующего температуру Земли в масштабе столетий, но создающего внутривековые осцилляции [38].

Взаимодействие атмосферы с океаном и другими элементами климатической системы вносит заметный вклад в глобальную и региональную изменчивость климата от года к году и от десятилетия к десятилетию. Однако наблюдаемое потепление за последние 100 лет больше, чем естественная изменчивость, и необходимо искать другие объяснения этим изменениям климата.

## **1.2. Исходные данные для анализа**

*Месячные данные о температуре воздуха по станциям бывшего СССР и России за 1900-2005<sub>гг</sub>*

Во ВНИИГМИ-МЦД накоплены метеорологические данные по территории России за всю историю наблюдений. Сбор, автоматизированная обработка и архивное хранение данных определяют специфические форматы данных на технических носителях за разные годы и по разным видам наблюдений. Различия связаны с изменением программ наблюдений в разные периоды лет и с изменениями технологий автоматизированной обработки, которые менялись каждый раз со сменой поколений ЭВМ. Исторически сложилось несколько видов архивов метеорологических наблюдений, которые послужили информационной основой работы.

Среднемесячные данные по станциям бывшего СССР от начала наблюдений по 1995 год собраны из различных массивов, имеющих в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», далее по станциям России по 2005 год ряды продолжены на основе архивов 8-срочных данных, а по станциям бывших союзных республик данные после 1995 года пополнены на основе телеграмм Климат.

Список станций России охватывает перечень основных станций наблюдательной сети [78]. Общее количество – около 1600 станций. Для



климатологического анализа на территории России и построения карт в пограничных районах привлекались данные соседних государств, поэтому число станций при анализе климата России доходило до 1800 штук.

Первым шагом работы с архивными данными был пространственный контроль данных.

В основу контроля положены эмпирические сведения о том, что разности или отношения соответствующих значений метеорологических величин в разных пунктах, не слишком удаленных друг от друга, являются из года в год значительно более устойчивыми, чем сами значения этих величин. В отношении средних месячных температур воздуха и количества осадков этот факт был известен уже в середине XIX века [2].

Для каждого имеющегося в исходном архиве значения температуры вычислялось соответствующее значение по уравнению регрессии с соседними рядами. Важным условием правильного отбора соседних рядов является выбор критерия целесообразности привлечения той или иной из окружающих станций для вычисления уравнения регрессии. Критерий должен позволять выбрать для анализа станции с достаточной зависимостью. Использовался критерий, вычисляемый на основе отношения среднеквадратических отклонений:

$$R(a,b) > \frac{k\sigma(a)}{2\sigma(b)}$$

Где

- °  $R(a,b)$  – коэффициент корреляции между соседним рядом и контролируемым;
- °  $k$  – угловой коэффициент уравнения регрессии между рядами;
- °  $\sigma(a)$  – среднеквадратическое отклонение соседнего ряда;
- °  $\sigma(b)$  – среднеквадратическое отклонение контролируемого ряда;

Для близких пунктов, какими являются большинство соседних станций при столь большом списке используемых станций, отношение  $\sigma(a)/\sigma(b)$

близко к единице, коэффициент  $k$  обычно лежит в интервале от 0.7 до 1.4, поэтому правая часть неравенства чаще всего менее 0.7. Для контроля привлекались ряды с коэффициентом корреляции более 0.7. Взаимокорреляция рядов температуры на станциях не одинакова в различных сезонах, поэтому весь анализ целесообразности привлечения соседней станции и контроль проводились отдельно по данным рядов температуры одноименных месяцев за все имеющиеся годы с данными. Многолетние ряды температуры с дискретностью 1 год, построенные из среднемесячных значений только одного заданного месяца, и далее будут неоднократно использованы в работе под названием «ряды данных одноименных месяцев».

При контроле каждого многолетнего ряда температуры одной станции, вычислялись соответствующие коэффициенты корреляции данных одноименных месяцев контролируемого ряда со всеми станциями региона в пределах 300 км, а также, вычислялись критерии целесообразности привлечения для контроля каждого из этих рядов. По наилучшим коэффициентам корреляции (при условии выполнения критерия целесообразности) отбирались три-пять наилучших станций. Контролируемый ряд является предиктантом, а привлекаемые для контроля соседние станции – предикторами. Учитывая, что исходные ряды имели случайные пропуски в данных (по разным причинам, уходящим в историю), при вычислении каждого отдельного значения предиктанта приходилось анализировать наличие соответственных по времени данных в рядах каждого предиктора. Если в рядах трех наилучших предикторов присутствовали все три соответственных значения температуры, то вычисление предиктанта проводилось по уравнению трехмерной регрессии, составленной по этим предикторам, в противном случае вычисление предиктанта проводилось по уравнению одномерной линейной регрессии с наилучшим предиктором, не имеющим пропуска соответствующего значения температуры. В тех

случаях, когда необходимые данные отсутствовали в наилучших трех предикторах, привлекались еще два дополнительных ряда по той же схеме. Если и этого было недостаточно, значение предиктанта не вычислялось, а на его место заносилась константа отсутствия данных.

Аналогично, с привлечением пространственных связей, по уравнениям регрессии заполнялись случайные пропуски в данных за всю историю наблюдений там, где это позволяли выбранные критерии.

Архивное значение признавалось корректным, если различие между ним и вычисленным значением было меньше  $4.5\sigma$  ( $\sigma$  -среднеквадратическое значение средней месячной температуры анализируемого месяца), в противном случае исходное забракованное значение температуры забивалось вычисленным значением (с присвоением ему соответствующего признака).

Стараясь сохранить многоцелевое применение нового архива, в массивы данных введены цифровые признаки происхождения данных: 0- данные наблюдений, 3- значение восстановлено по трем ближайшим станциям, 4- значение восстановлено по одной ближайшей станции, 9- значение отсутствует и его не удалось восстановить. Эти признаки использовались при контроле, при заполнении случайных пропусков и при продлении коротких рядов.

#### *Среднемесячная температура по глобальной сети станций Земли*

Для анализа региональных особенностей изменения глобального климата подготовлен глобальный массив среднемесячных значений температуры по 11187 станциям за максимально доступный период. Часто это был полный период наблюдений на станции, в других случаях ряды данных по некоторым странам ограничены во времени из-за не поступления данных в международный обмен. По зарубежной территории основной базой для создания массива послужили месячные [http://www.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/v2/zipd/ghcnftp\\_zipd.html](http://www.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/v2/zipd/ghcnftp_zipd.html) и ежедневные <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/daily/> данные

Национального центра климатических данных США (NCDC). Перечень станций из указанных источников не совсем совпадал, это дало возможность по неперекрывающимся станциям из ежедневных данных получить среднемесячные значения и расширить перечень станций создаваемого массива. По зарубежной Европе данные взяты из публикаций Европейского проекта по созданию массивов данных для оценок изменений климата (European Climate Assessment & Dataset project) <http://eca.knmi.nl/dailydata>.

Длительность рядов в разных регионах различна. Пространственная густота станций неоднородна и она изменяется в разные годы. В последние десятилетия наибольшая густота станций наблюдается в США, в южной половине Канады, Мексике, Европе (Западной и Российской), южной части Сибири и Дальнего Востока, на юго-востоке Азии, на юго-востоке Австралии. До 1900 года было 4194 станций. К 1920 году было уже 5970 станций. А к 1960 году сформировался перечень станций, который примерно сохранился до настоящего времени. Станции, которые были закрыты в разное время, не рассматривались нами с самого начала работ по созданию массивов.

Для анализа изменений климата, необходимо иметь ряды метеорологических наблюдений с начала XX века. С 1910 года началось глобальное потепление и именно тогда начался процесс стремительного роста индустриализации во многих странах мира, с которым многие ученые связывают накопление парниковых газов и потепление. Метеорологическая сеть также быстро развивалась с первых десятилетий XX века. В России, например, с 1936 года резко была расширена сеть метеорологических станций. В других развитых странах мира и их колониях во всех частях света достаточно обширная сеть заработала немного раньше. Но до этого пространственный охват Земли метеорологическими станциями был крайне низкий. Поэтому возможности анализа эмпирической метеорологической информации ограничены наблюдательной сетью в ранние годы.

*Выбор интервала лет для анализа изменений климата по имеющимся данным*

Для анализа климата важное значение имеет не только длительность и количество станций, но и их пространственный охват – равномерность пространственного распределения станций. Поэтому при выборе интервала лет достаточность данных оценивалась на основе анализа возможности покрытия суши данными в узлах регулярной сетки 5x5 градусов.

Ряды, начинающиеся не позднее 1900 года, плохо описывают высокоширотные части материков Северная Америка и Евразия, нет данных на высокогорных плато Азии, мало данных в Африке и в Южной Америке (рис.1.3).

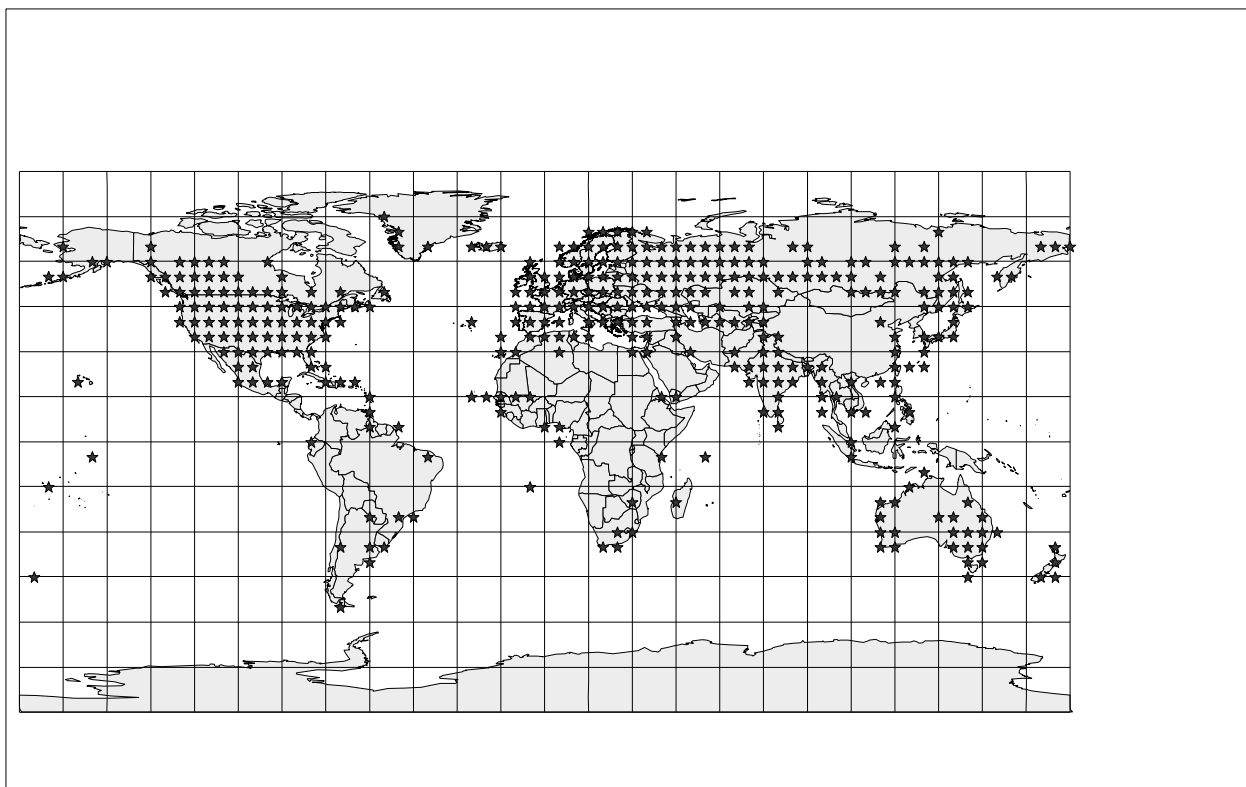


Рис.1.3. Узлы географической сетки, обеспеченные данными метеорологических наблюдений от 1900 года по настоящее время

К 1920 году стало больше станций в Канаде, России, в Африканских странах и в Южной Америке. Несмотря на то, что по отдельным метеорологическим станциям наблюдения имеются с конца XVIII века, для

пространственного анализа климата достаточное количество станций появилось только примерно с 1920 года (см.рис.1.4).

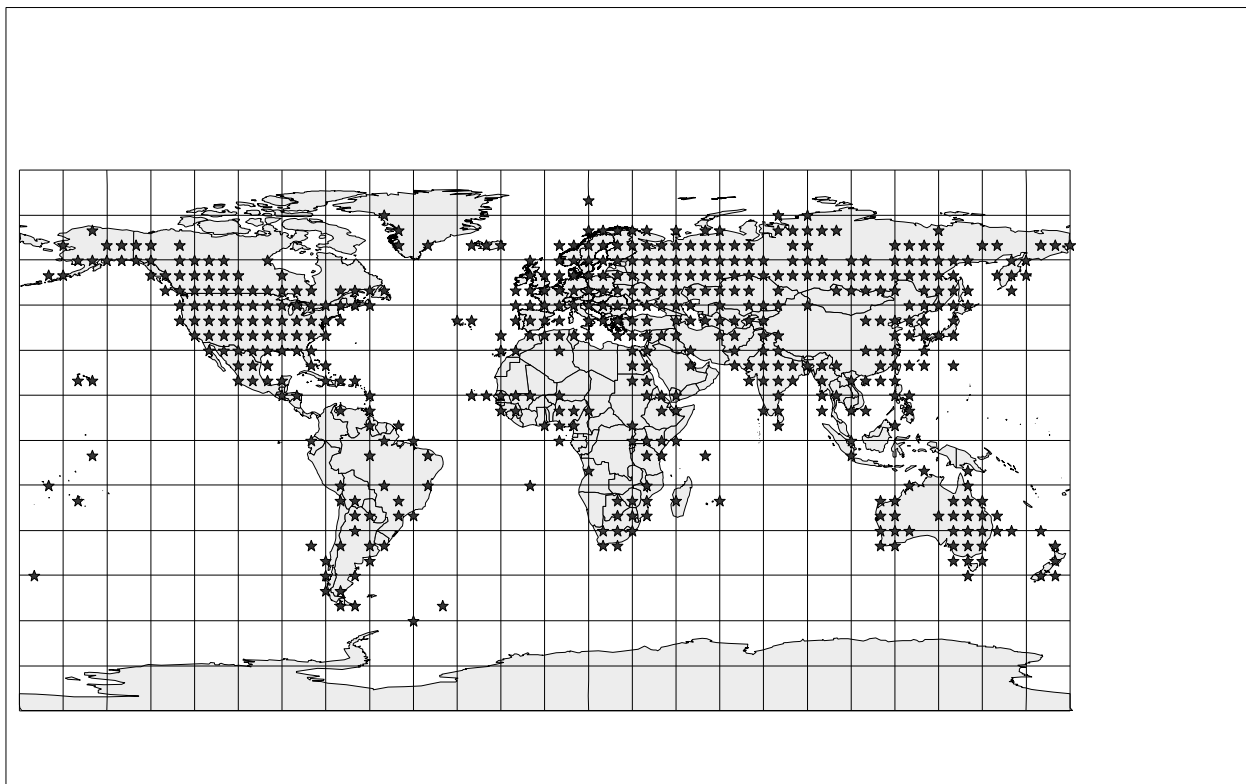


Рис.1.4. Узлы географической сетки, обеспеченные данными метеорологических наблюдений от 1920 года по настоящее время

С 1936 года в России было открыто много новых метеорологических станций и пространственный охват Российского севера улучшился. Заметное прибавление станций произошло и в других странах (рис.1.5). К 1960 году сформировалась сеть станций, которая с пространственной дискретностью 5x5 градусов достаточно равномерно охватывает все континенты Земли, за исключением Гренландии и Антарктиды (рис.1.6).

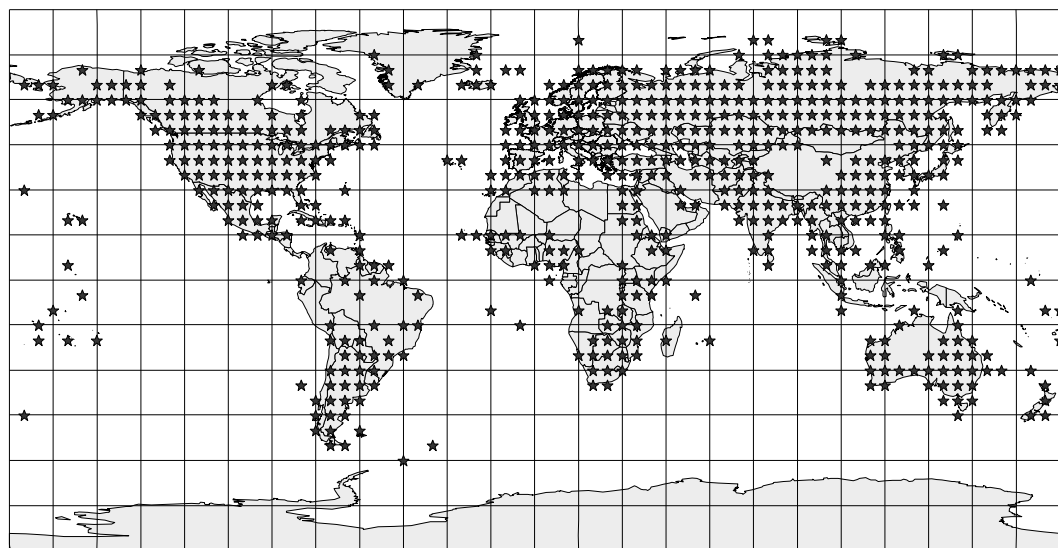


Рис.1.5. Узлы географической сетки, обеспеченные данными метеорологических наблюдений от 1936 года по настоящее время

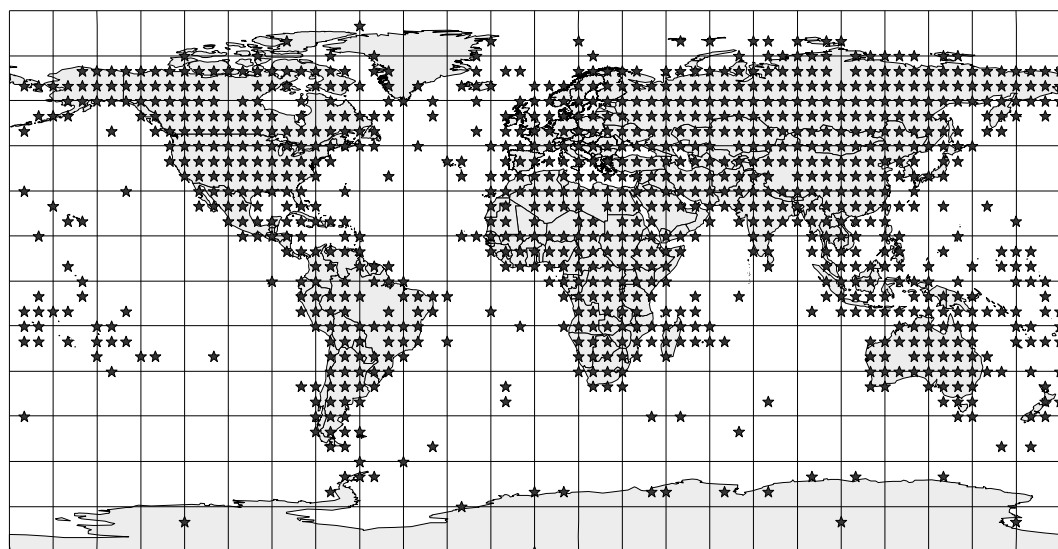


Рис.1.6. Узлы географической сетки, обеспеченные данными метеорологических наблюдений от 1960 года по настоящее время

На рис.1.7 по годам показано количество узлов географической сетки 5х5 градусов, в которых имеются данные метеорологических наблюдений.

Анализ пространственно-временной полноты и равномерности данных показывает, что от поставленной задачи и требований к длительности ряда зависит доступная пространственная детализация исследований региональных особенностей климата. В тех случаях, когда необходимо получить ряд от начала века или ранее, прибегают к осреднению рядов в масштабах континентов или к рассмотрению отдельных длиннорядных станций. На сайте Климатического центра Великобритании (HadCM) приводятся осредненные глобальные данные температуры воздуха над континентами, над океанами и средние значения над континентами и океанами вместе <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>.

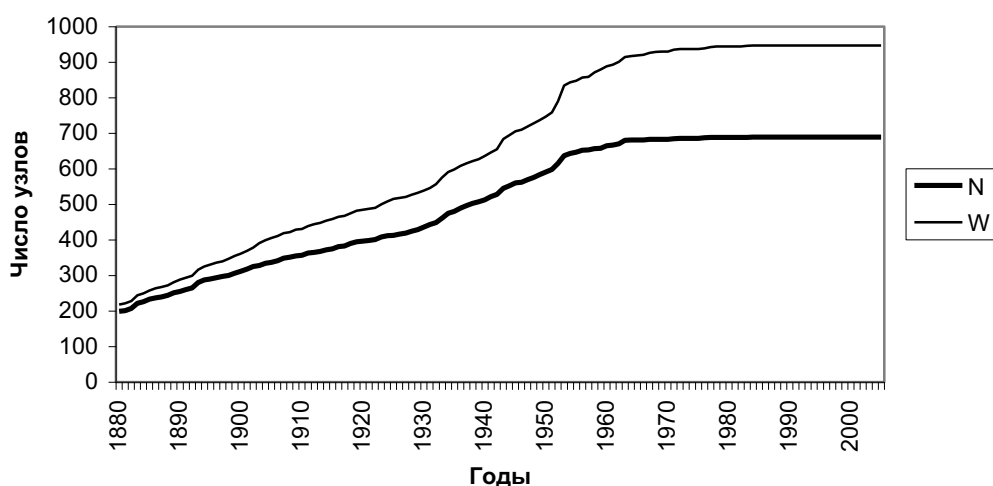


Рис. 1.7. Число узлов пятиградусной географической сетки Северного полушария (N) и всей Земли (W) со среднемесячными данными о температуре воздуха.

При анализе трендов правильный выбор временного интервала исследований имеет важнейшее значение, так как от этого сильно зависят не только значения рассчитываемых трендов, но может изменяться даже знак трендов. Это связано с тем, что, как уже было сказано, в течение XX века наблюдалось два глобальных потепления. Если без учета этого факта за



начало ряда для вычисления тренда выбрать конец 30-х или начало 40-х годов, на которые приходится пик первого потепления, то тренд к концу века будет сильно занижен и часто может даже изменить знак. В некоторых регионах потепление продолжалось до 60-х годов, в этих случаях опасно выбирать за начало анализа 50-60-е годы.

В разных научных публикациях описываются результаты анализов трендов, полученных на разных интервалах лет. Для сравнимости результатов значения трендов, полученных на разных интервалах лет, авторы часто приводят к значениям, отнесенным к 10 или 100 годам. При этом тренды становятся сравнимыми численно, но несравнимы по своей сути, так как имеют различный смысл и потому просто несопоставимы. При выборе интервала лет необходимо руководствоваться не только имеющимися данными, но и физической гипотезой, на основании которой планируется анализ. Так при исследованиях второго глобального потепления анализ данных необходимо начинать с середины 1970-х годов.

Исходя из анализа наблюдательной сети в различные годы, представляется необоснованным проводить пространственный анализ и пространственные обобщения трендов за период с началом ранее первого десятилетия XX века. Более надежные результаты следует ожидать при анализе данных от 1920 года, а самые достоверные пространственные особенности могут быть получены по данным примерно с 1960 года.

По Южному полушарию даже за этот период все выводы следует принимать очень осторожно, учитывая, что информации для надежных результатов недостаточно.

#### *Осреднение данных по температуре воздуха над сушей.*

В работе [119] описано вычисление глобально осредненных аномалий температуры над материками. При осреднении используются помесечные аномалии от норм за 1961-1990 годы. Таким образом, перед осреднением авторы исключают пространственные неоднородности, связанные с

местными особенностями каждой станции. В статистическом смысле 30-летние нормы дают годовой ход, который годится для многих задач, но при анализе сезонных особенностей изменения климата такие нормы и такой способ пространственного осреднения вносят недопустимые искажения в реальные аномалии. Искажения возникают из-за того, что форма годового хода на каждой станции всегда отличается от годового хода инсоляции и медленно изменяется в течение многих десятилетий. Случайно выбранный когда-то 30-летний интервал отражает сложившиеся климатические условия этих 30-ти лет. В другие 30 лет изменившиеся климатические условия создают другие отклонения от хода инсоляции. Если случайно выбрать 30 лет с жарким летом и назвать это нормой, то во все последующие годы обычное лето будет трактоваться как аномально холодное. От такого способа получения осредненных полушарных данных пришлось отказаться. Чтобы не искажать сезонные особенности и все же учесть местные климатические особенности станции в настоящей работе пространственное осреднение проводилось по данным, из которых на каждой станции предварительно вычиталось среднее значение температуры за все месяцы 1961-1990 годов (среднегодовое значение).

Не менее важным при пространственном осреднении является требование пространственной однородности данных. Учитывая существующую неоднородность пространственного распределения станций, значения температуры со станций были пересчитаны в узлы регулярной сетки 5x5 градусов. Число узлов с данными изменяется в зависимости от длительности наблюдений, которые проводились на станциях вблизи каждого узла. Для сохранения временной однородности в осреднении участвовали только данные тех узлов, в которых они начинались не позднее 1905 года. Южное полушарие Земли не рассматривалось из-за недостаточности данных. На основе полученных данных в узлах регулярной сетки по Северному полушарию были вычислены средние зональные

погодичные значения среднемесячной температуры по широтным интервалам 0-30, 30-60, 60-90, 30-90 и 0-90°с.ш. Дополнительно средние зональные значения были получены в широтном интервале от южного тропика (23°с.ш.) до северного полярного круга (67°с.ш.). Осреднение данных в узлах проводилось с весовыми коэффициентами, пропорциональными площади трапеций географической сетки.

*Осредненные данные о температуре воздуха над океанами.*

Для получения осредненных данных по океанам использовались данные ERSST.v2 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature) о температуре воздуха над океанами в узлах географической сетки 2x2° <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/sst.html#desc>, подготовленные в Национальном центре климатических данных США (NCDC) [142,143].

На основе указанных данных в узлах регулярной сетки были вычислены средние зональные погодичные значения среднемесячной температуры по широтным интервалам Северного полушария 0-30, 30-60, 60-90, 30-90 и 0-90°с.ш. Осреднение данных в узлах проводилось с весовыми коэффициентами, пропорциональными площади трапеций географической сетки.

*Осредненные данные по температуре воздуха на территории России*

В работе много внимания уделено анализу крупномасштабных региональных особенностей изменения климата, которые связаны с географической широтой, рельефом региона, расстояниями до океана, до центров действия атмосферы, направлениями основных воздушных потоков в регионе и т.д. Но для выяснения общих причин и закономерностей изменений глобального климата широко привлекаются опубликованные осредненные данные, как было сказано выше, по всем континентам, по океану, по полушарию или широтным зонам. Для совместного анализа различных метеорологических величин и получения условных величин (например, температура при условиях облачности и влажности и т.д.)

возникает необходимость использования подробных данных восьмисрочных наблюдений. Исчерпывающие данные за сорокалетний интервал имеются только по территории России. Поэтому специальные выборки данных по условиям и их обобщение выполнялось для территории России. Россия имеет протяженную территорию от середины Европы до Тихого океана в интервале географических широт от 40 до 70 и более °с.ш. Это позволяет по данным на территории России анализировать и делать выводы, имеющие общее значение для всей проблемы климатических изменений.

В разных разделах работы описано получение осредненных данных по территории России для конкретных задач и численных экспериментов. Отдельные части работы выполнены были в разное время, иногда постанционные данные пересчитывались сначала в узлы регулярной сетки, а затем осреднялись по территории. Таким образом, достигалась равномерность пространственного осреднения. В других случаях с более сложными выборками условных данных пространственное осреднение проводилось по данным всех станций с равными весами, без учета их пространственного распределения. Такой подход стал применяться после нескольких численных экспериментов получения пространственно осредненных данных двумя способами – по узлам и по станциям. Сравнение показало, что при использовании данных всех существующих метеорологических станций России (около 1600 штук), нет различий в полученных двумя способами осредненных по России значениях температуры воздуха. Существующая сеть метеорологических наблюдений для самых общих пространственных осреднений температуры является достаточной на территории России, за исключением крайних северных районов Азии. Там недостаток информации нельзя надежно восполнить, даже размножением данных в узлы сетки.

## ГЛАВА 2.

### СЕЗОННЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЗЕМЛИ

#### 2.1. Изменение зональноосредненных сезонных аномалий температуры воздуха над континентами и аномалий температуры поверхности океана

*Годовой ход и структура аномалий температуры воздуха над континентами и температуры поверхности океана за период от XIX до начала XXI века*

Проследим изменения сезонной структуры на примере средней температуры воздуха над континентами и температуры поверхности океана Северного полушария за 1880-2005 годы. Методика получения рядов описана в главе 1. Так как сезонные изменения в низких широтах слабые, а высокоширотные данные ненадежные из-за малого числа длиннорядных данных, анализ выполнялся на основе зональноосредненных данных в интервале 45-70°с.ш.

При пространственном осреднении необходимо учитывать, что сезонные различия в точке всегда существуют из-за годового хода инсоляции и из-за особенностей местных физико-географических и циркуляционных условий, которые регулируют различные взаимодействия в климатической системе. После осреднения данных по пространству исчезает шум региональных различий и можно проследить многолетние изменения аномалий температуры по сезонам. Сезонные различия в разные годы складываются из неизменного годового хода инсоляции и переменного фактора – условий меняющихся взаимодействий в климатической системе или внешних факторов.

Постоянная часть годового хода хорошо изучена и описана, здесь ставилась задача описать переменную часть в сезонных различиях, которая (переменная часть) в проблеме изменений климата имеет важное значение. Для решения задачи были вычислены и проанализированы отклонения

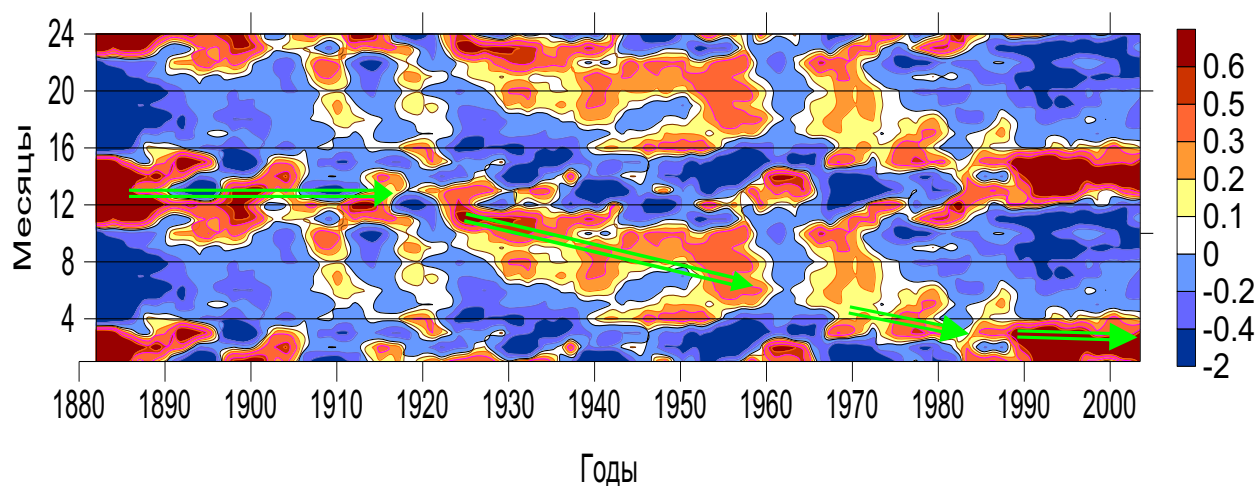
температуры от годового хода по среднезональным значениям температуры воздуха, указанным выше. Годовой ход, от которого вычислялись отклонения (далее – аномалии), получался за последние 100 лет (1906-2005 годы), при этом преследовалась цель охвата наибольшего числа полных периодов колебаний в переменной части годового хода. Аномалии вычислялись как отклонения от полученного многолетнего годового хода. Исключение постоянной части годового хода позволяет выделить и проследить по годам переменную его составляющую. Самые ранние годы не использовались, так как надежность их под сомнением. В условиях меняющегося климата сравнение аномалий разных лет осложняется наличием тренда, связанного с потеплением. Для исключения трендовой составляющей из ряда аномалий были вычтены трехлетние скользящие средние значения температуры. Полученные остатки представляют собой аномалии от среднего годового хода без тренда. При этом аномалии имеют меньше внутригодовых искажений, которые обычно возникают при использовании 30-летних норм.

Аналогично, в широтной зоне 45-70°с.ш. по данным температуры поверхности океана в узлах географической сетки (2x2°) были вычислены ее погоди́чные среднемесячные значения. Выполнено исключение годового хода и тренда по методике, описанной выше для температуры воздуха.

Использование 100-летнего ряда и отказ для данного случая от 30-летних норм обусловлен спецификой запланированного анализа. Известно, что 30-летний период рекомендован ВМО для вычисления норм, характеризующих современный климат. В настоящее время это 1961-1990 годы. При выборе интервала постулировалось постоянство или стационарность климата, теперь это не соответствует современным сведениям о климате. В работе [25] о применимости стандартного 30-летнего интервала для вычисления норм указано, что его целесообразность оправдана далеко не во всех случаях, часто можно использовать некоторые «динамические климатические нормы».

На рис.2.1.а представлена двумерная диаграмма аномалий годового хода температуры воздуха над континентами без тренда. А на рис.2.1б аналогичная диаграмма аномалий годового хода температуры поверхности океана.

а)



б)

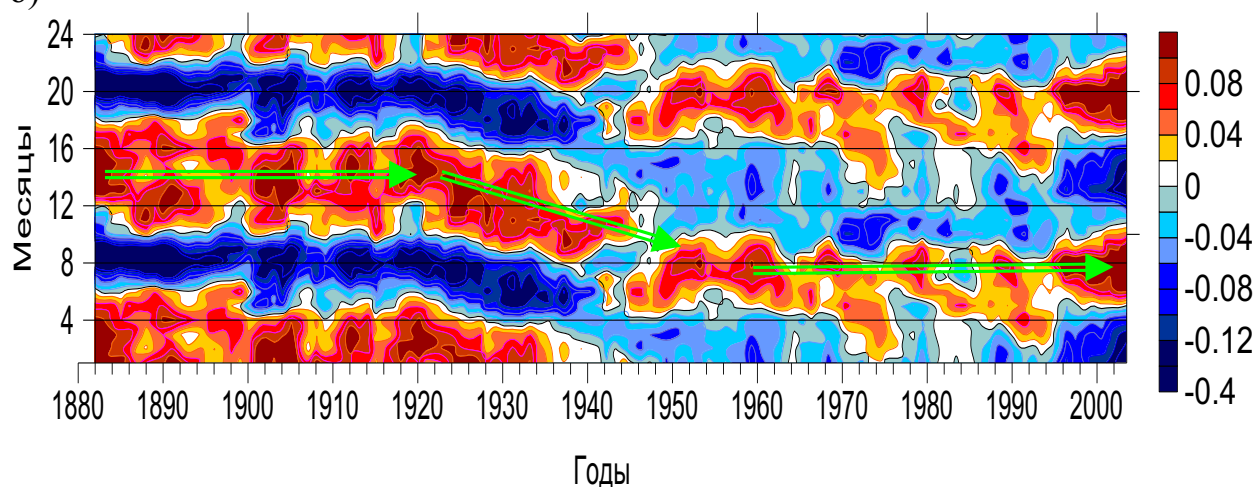


Рис. 2.1 Аномалии годового хода температуры воздуха над континентами (а) и температуры поверхности океана (б) в широтной зоне 45-70° Северного полушария

По оси абсцисс – годы, а по оси ординат – месяцы. Месяцы на оси отложены от января до декабря и далее ось продолжена еще на 12 месяцев, чтобы можно было непрерывно проследить переход от декабря одного года к январю следующего. На диаграмме в месяцы с условными номерами от 13 до 24 показан повтор аномалий за январь – декабрь следующего года.

Диаграмма позволяет проследить смещение положительных и отрицательных аномалий годового хода за длительный ряд лет. Почти всегда в году бывает один интервал с положительными и один интервал с отрицательными месячными аномалиями температуры. Более отчетливо это видно по данным на поверхности океана.

Диаграммы показывают, что, от года к году, сезонный интервал положительных (и отрицательных) аномалий может сохраняться в одном интервале месяцев или смещаться на несколько месяцев в сторону начала года (в сторону младших месяцев). Структура аномалий более отчетливо прослеживается в температуре поверхности океана и там же отчетливо видно их смещение (рис.2.1.б). С учетом смещений, на длительных интервалах лет можно выделить осевые линии, вдоль которых чаще формируются аномалии одного знака. На рис.2.1а и 2.1б стрелками показаны направления перемещения положительных аномалий. Сезонная структура аномалий представляет собой волну с периодом один год, но фаза волны может смещаться.

От начала ряда до, примерно, 1920 года положительные аномалии в температуре воздуха и в температуре поверхности океана формируются в зимне-весенние месяцы. Затем, к 1950-м годам прослеживается тенденция последовательного перемещения положительных аномалий сначала на осенние, а затем на летние месяцы. Аномалии перемещаются в сторону младших месяцев.

В температуре воздуха над континентами после некоторой неопределенности в 1960-х и начале 1970-х годов движение положительных аномалий в сторону младших месяцев продолжается примерно до 1990 года, и устанавливается в январе-апреле, сохраняя это положение до конца ряда (2005г). А на поверхности океана уже с 1960-х годов положительные аномалии устанавливаются в июне-сентябре и сохраняются там до 2005 года.



В последние 15 лет по диаграммам и в воздухе и в океане наиболее отчетливо видно, что за год обычно бывает один аномально теплый и один аномально холодный сезонный интервал. Такое же распределение наблюдалось в начале ряда в 1880-1905 годы, далее, вплоть до указанного 1990 года, эта тенденция сохранялась, но не во все годы.

Диаграмма рис.2.1а подтверждает известные факты о том, что первое глобальное потепление в воздухе (положительные аномалии температуры) было преимущественно в летние месяцы, а в последние десятилетия глобальное потепление наиболее выражено в зимние месяцы. По данным, с учетом последнего десятилетия, в декабре уже нет сильного потепления, интервал наибольшего потепления теперь приходится на первые месяцы года, включая апрель.

Итак, сезонные аномалии температуры воздуха над континентами и температуры поверхности океана за всю историю наблюдений в течение нескольких десятилетий имели тенденцию сохранения в узком сезонном интервале или медленно перемещались в сторону младших месяцев.

До 1970-х годов XX века происходило синхронное смещение аномалий температуры поверхности океана и воздуха над континентами в сторону младших месяцев.

После 1970-х годов положительные аномалии над континентами стали появляться раньше чем в океане, из теплой части года они переместились на весенне-летние месяцы, а затем к концу 1980-х годов - на январь-апрель и сохранялись там до 2005 года.

Рассинхронизация температурных аномалий в воздухе и в океане совпала с началом второго глобального потепления (середина 1970-х годов)

*Статистическая достоверность изменений сезонной структуры аномалий температуры воздуха над континентами и океанами*

Достоверность выявленного сезонного распределения аномалий температуры воздуха над континентами и океанами оценивалась по интервалам лет с характерными положениями аномалии:

- 1880-1920 – устойчивое положение положительных аномалий в зимне-весенние месяцы
- 1924-1942 – осеннее положение положительных аномалий после смещения
- 1952-1958 – положительные аномалии в теплую половину года после продолжающегося смещения
- 1990-2005 – над континентом аномалии температуры наблюдаются в январе-апреле после смещения, а над океаном смещение прекратилось.

По указанным интервалам лет вычислены средние значения аномалий температуры для каждого месяца отдельно по данным над континентами и на поверхности океана. Для каждого месяца вычислены стандартные отклонения осредненных аномалий. На рис.2.2 видно, что в 1880-1920 годах амплитуда изменений аномалий в несколько раз больше интервала стандартных отклонений средних аномалий, как над континентами, так и над океанами.

Это означает, что аномалии положительные и отрицательные с большой уверенностью (>95-99%) статистически достоверно отличаются друг от друга. Следовательно, на анализируемом интервале лет действительно преобладает сезонное распределение аномалий показанное на рис. 2.2, и описанное выше.

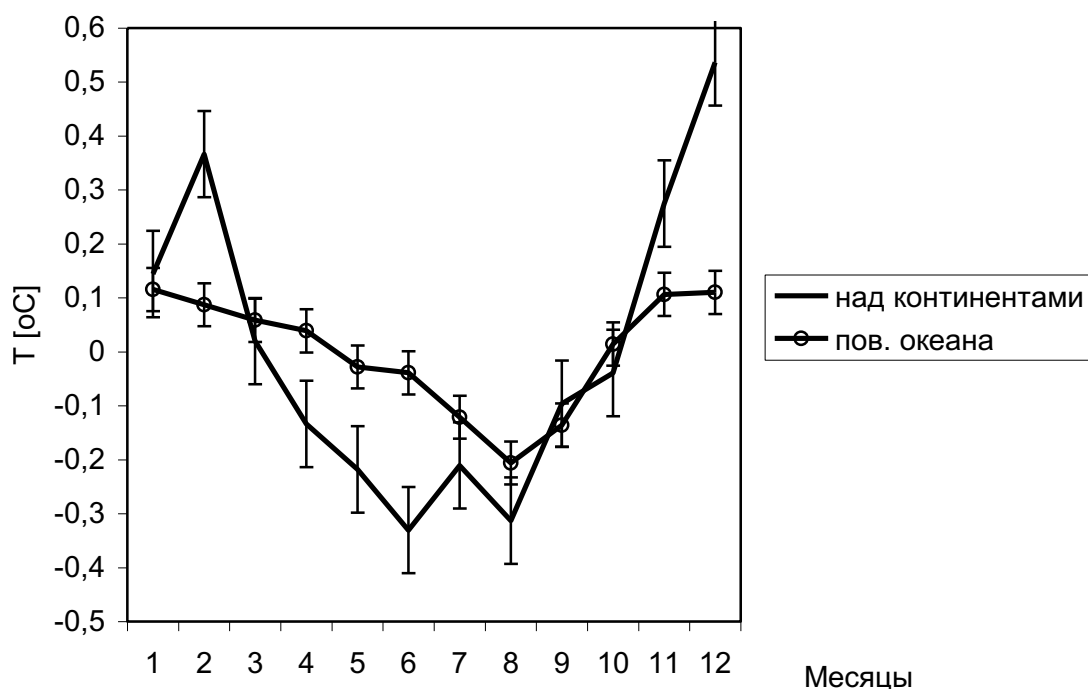


Рис. 2.2. Аномалии температуры воздуха над континентами и поверхности океана в 1880-1920г. ( $s^+$  и  $s^-$  стандартные отклонения)

Дополнительно рисунок позволяет уточнить, что на этом интервале лет формирование положительных и отрицательных аномалий в температуре над континентами происходило на 1-2 месяца раньше, чем в океане. Сдвиг подтверждается оценками асинхронных коэффициентов корреляции между кривыми, представленными на рисунке.

В последующие годы на диаграммах (рис.2.1а и 2.1б) было показано смещение аномалий в сторону младших месяцев. В 1924-1942 был промежуточный этап смещения, который позволяет проследить последовательность перемещения аномалий. На рис.2.3 показаны осредненные аномалии температуры над континентами и поверхности океана в 1924-1942г.

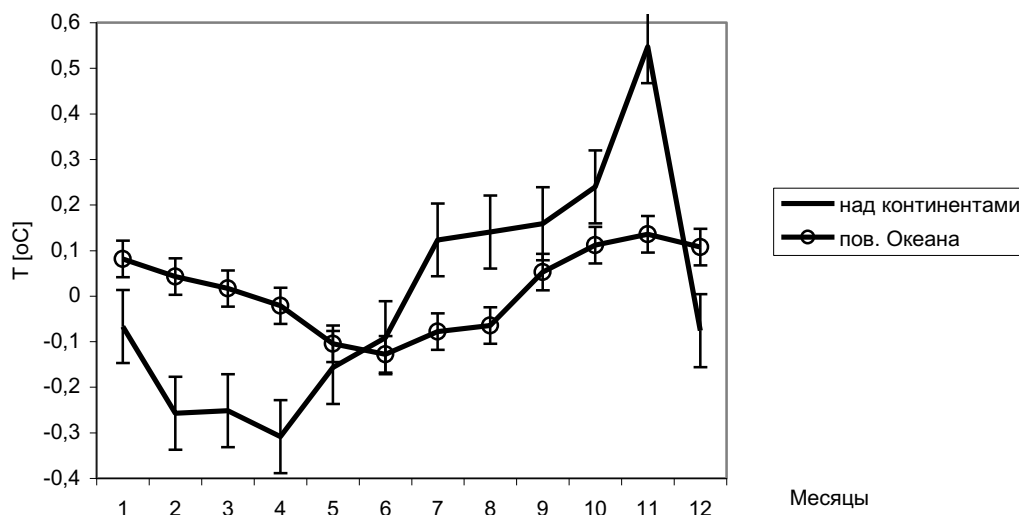


Рис. 2.3. Аномалии температуры воздуха над континентами и поверхности океана в 1924-1942г

Видно, что амплитуда изменений аномалий в несколько раз больше интервала стандартных отклонений средних аномалий над континентами и над океанами. Различие аномалий положительных и отрицательных статистически достоверно. Это подтверждает, что в 1924-1942г действительно преобладает сезонное распределение аномалий, показанное на рис. 2.3, на диаграмме рис. 2.1 и описанное выше.

Из рисунка так же видно, что положительные аномалии температуры поверхности океана и воздуха над континентом приходятся на осенние и ближайшие месяцы. Формирование положительных и отрицательных аномалий в температуре над континентами происходило на 1-2 месяца раньше, чем на поверхности океана. Сдвиг так же подтверждается оценками асинхронных коэффициентов корреляции между кривыми, представленными на рисунке.

В конце 1940-х и в 1950-х годах начинаются некие процессы в климатической системе, которые нарушают установившиеся ранее соответствия между аномалиями температуры над континентами и на поверхности океана, в конце 1940-х годов аномалии не устойчивы, особенно над континентами, но в 1952-1958 годах в обоих случаях произошло

формирование положительных аномалий температуры в теплом полугодии. Это видно на рис.2.4.

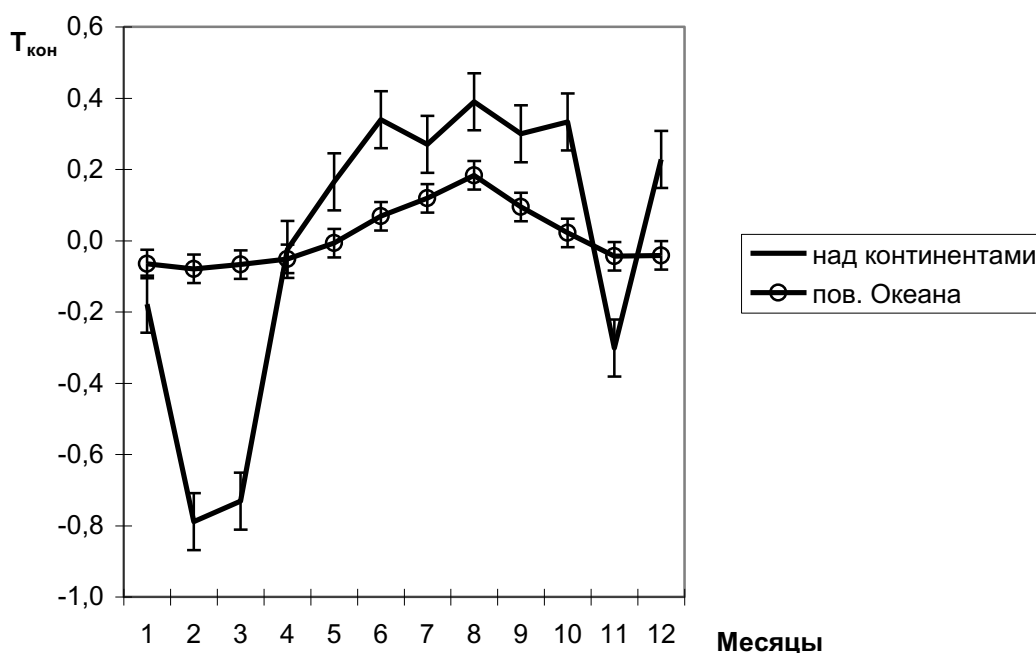


Рис.2.4. Аномалии температуры воздуха над континентами  $T_{\text{конг}}$  и поверхности океана  $T_{\text{ок}}$  в 1952-1958г

По сравнению с интервалом 1924-1942г, положительные аномалии в 1952-1958г сместились от осени в сторону лета.

Достоверность результатов подтверждается сравнением различий положительных и отрицательных аномалий с учетом стандартных отклонений.

В последующие годы формирование аномалий температуры поверхности океана и воздуха над континентами происходило по-разному. Как было сказано, в океане аномалии оставались, как и раньше, преимущественно в теплую часть года, а над континентами постепенно переместились с лета через весну на январь-апрель. На рис.2.5 это отчетливо видно. Достоверность представленных результатов подтверждается сравнением различий положительных и отрицательных аномалий на каждой кривой рис.2.5 с учетом стандартных отклонений.

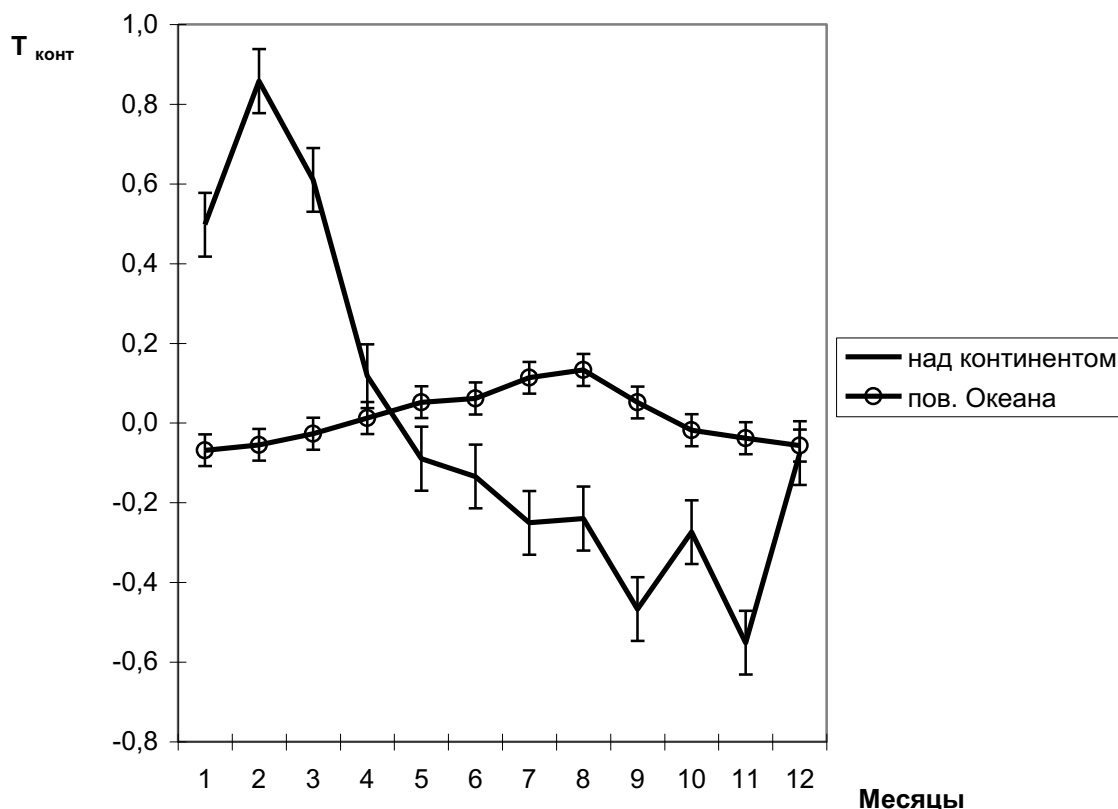


Рис.2.5. Аномалии температуры воздуха над континентами ( $T_{\text{конт}}$ ) и океанами ( $T_{\text{ок}}$ ) в 1990-2005г

Приведенные оценки показывают, что внутри года формируется преимущественно один интервал с положительной аномалией и один с отрицательной. Аномалия одного знака в течение нескольких лет или десятилетий может иметь тенденцию сохраняться в одном и том же сезоне года или медленно смещаться в сторону младших месяцев примерно на 3 дня за год.

На протяжении многих десятилетий аномалии температуры над континентами и поверхности океана формировались согласованно на основе некоторой тесной зависимости. В последние два-три десятилетия аномалии температуры поверхности океана и континентальной атмосферы утратили согласованность, видимо, вследствие ослабления теплообмена между атмосферой и океаном. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 4.

Обнаруженная рассогласованность подтверждает известные противоречия между оценками изменений климата над сушей и над океанами во второй половине XX века. Глобальное потепление над сушей, которое наиболее сильно проявляется зимой, иногда оспаривается на основе анализа данных над океанами. При сравнении сезонных аномалий на рис.2.5 видно, что в последние годы над океаном положительная аномалия зимой меньше, чем летом.

Полученные оценки показали статистическую достоверность результатов о закономерностях и взаимосвязях сезонных аномалий обобщенных данных температуры поверхности океана и температуры воздуха над континентами в широтной зоне 45-70° Северного полушария.

## **2.2. Пространственные различия изменений климата за 1974-2005 г**

Изменения климата в разных масштабах времени имеют очень сложный характер и описываются различными методами, рассмотрим только долговременные изменения температуры, для которых наиболее универсальной оценкой является оценка трендовой составляющей. Оценки получены для линейных трендов, их значения выражены в градусах на 10 лет (°C/10 лет).

Важное значение для построения трендов имеет выбор начального года. Глобальное потепление началось в начале XX века, но в те давние годы густоты станций было недостаточным для подробного изучения пространственных особенностей трендов. В разделе 1.2 показано количество станций по годам. К 30-40-м годам густота станций увеличилась и уже позволяла в северном полушарии проводить пространственный анализ. Но на конец 30-х или начало 40-х годов приходится пик первого глобального потепления, в некоторых регионах потепление продолжалось до 60-х годов. Если без учета этих фактов за начало ряда выбрать годы первого потепления, то тренд к концу века будет сильно занижен и в некоторых регионах может даже изменить знак. Так, например, известно, что ледники в Гренландии

стремительно тают в последние два десятилетия, но еще раньше, в 30-40-е годы, в Гренландии потепление было сильнее нынешнего, если вычислить значения трендов за 1930-2005 годы, то тренд температуры воздуха в Гренландии окажется отрицательным. Поэтому за начало ряда для анализа трендов необходимо выбирать годы до 1920 или после 1960 года в зависимости от требований к густоте станций.

В данном разделе рассмотрим пространственное распределение трендов температуры над континентами за 1974-2005г – период наиболее сильного глобального потепления. Уверенно достаточным пространственное разрешение является только в северном полушарии Земли, а в южном полушарии полученные оценки необходимо принимать с некоторой долей условности. Использовались среднемесячные значения температуры воздуха по 11186 станциям мира.

Статистическая достоверность трендов оценивалась по критерию Стьюдента. Достоверность зависит от величины тренда, от длительности и изменчивости ряда, а величина тренда и изменчивость зависят от сезона года. Большая информационная загруженность приводимых ниже карт не позволяет приводить оценки достоверности трендов в каждой точке, но все описания трендов в последующих разделах основаны на достоверных оценках их значимости с вероятностью случайности менее 5%.

#### *Тренды среднегодовой температуры*

На рис.2.6 приведена глобальная карта трендов среднегодовой температуры воздуха над континентами за 1974-2005 годы. Значения представлены на картах в °C/10 лет.



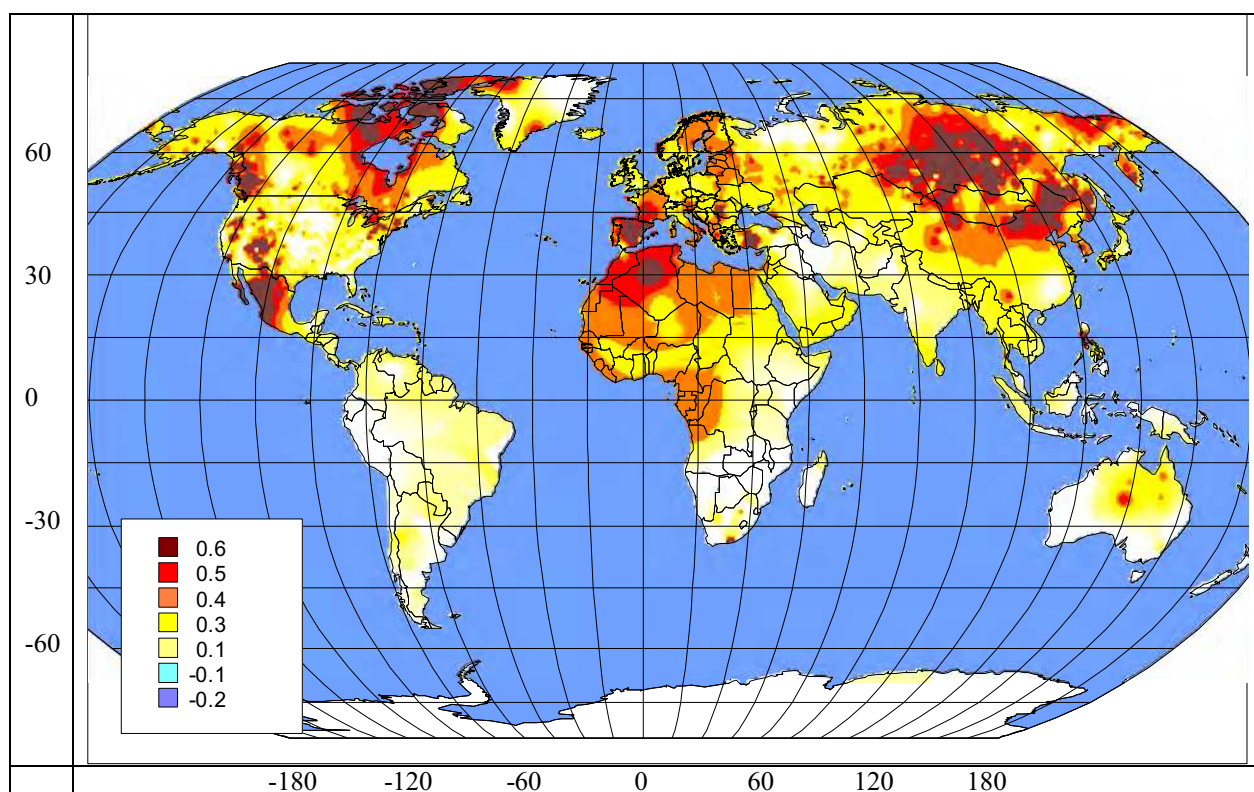


Рис. 2.6. Тренды среднегодовой температуры воздуха за 1974-2005 г. ( $^{\circ}/10\text{лет}$ ).

Карта показывает, что на Земле преобладают положительные тренды среднегодовой температуры воздуха.

В Северной Америке рост температуры более  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет наблюдался на западном склоне Кордильер от Мексиканского нагорья до Аляски с перерывами. Другим большим регионом положительных трендов больше  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет является область от южного побережья Гудзонова залива, низменные области на севере Канады и острова всего Канадского Арктического архипелага до Северного Ледовитого океана. В Гренландии тренды составили преимущественно от 0.3 до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет. Области с такими же значениями трендов (от 0.3 до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет) охватывают вокруг широким поясом районы с более сильными трендами, описанные выше. Так, тренды от 0.3 до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет наблюдаются на западных склонах Кордильер, в районах возвышенностей вокруг Великих озер Канады, далее на север до океана на возвышенности восточнее Кордильер, а также на полуострове Лабрадор и на острове Баффинова Земля. Во всех случаях границы районов с трендами

выбранной градации хорошо согласуются с характерными особенностями рельефа в этих местах. Положительные тренды среднегодовой температуры в северной Америке усиливаются в районах, где возвышенности являются естественным препятствием на пути крупномасштабных перемещений воздушных масс. Аналогичный эффект был ранее показан [73] в горных районах Алтая и Саян, где в замкнутых формах рельефа обнаружена величина тренда температуры в 2-3 раза большая, чем над равнинами.

В Африке тренды больше  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет наблюдаются только в Северо-западной части, на остальной части Африки севернее  $15^{\circ}$  с.ш. положительные тренды слабее и составляют от 0.3 до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет. Такие же тренды наблюдаются на прилегающей части Аравийского полуострова.

В Европе пространственная структура трендов показана на более подробной карте (рис.2.7). Самый большой очаг наиболее сильных положительных трендов со значениями больше  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет находится на возвышенных участках Пиренейского полуострова и на прилегающей части основного континента до западного склона Альп. Альпы являются естественным препятствием распространения высоких трендов. Второй по величине в Европе очаг положительных трендов со значениями больше  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет находится в кольце на западном склоне Карпат и на возвышенности перед ними. Более мелкие участки Европы с такими же положительными трендами находятся на западном склоне Скандинавских гор в южной части полуострова, на возвышенностях Балканского полуострова. Во всех случаях горные хребты северо-южной ориентации и возвышенности способствуют усилению положительных трендов температуры воздуха.

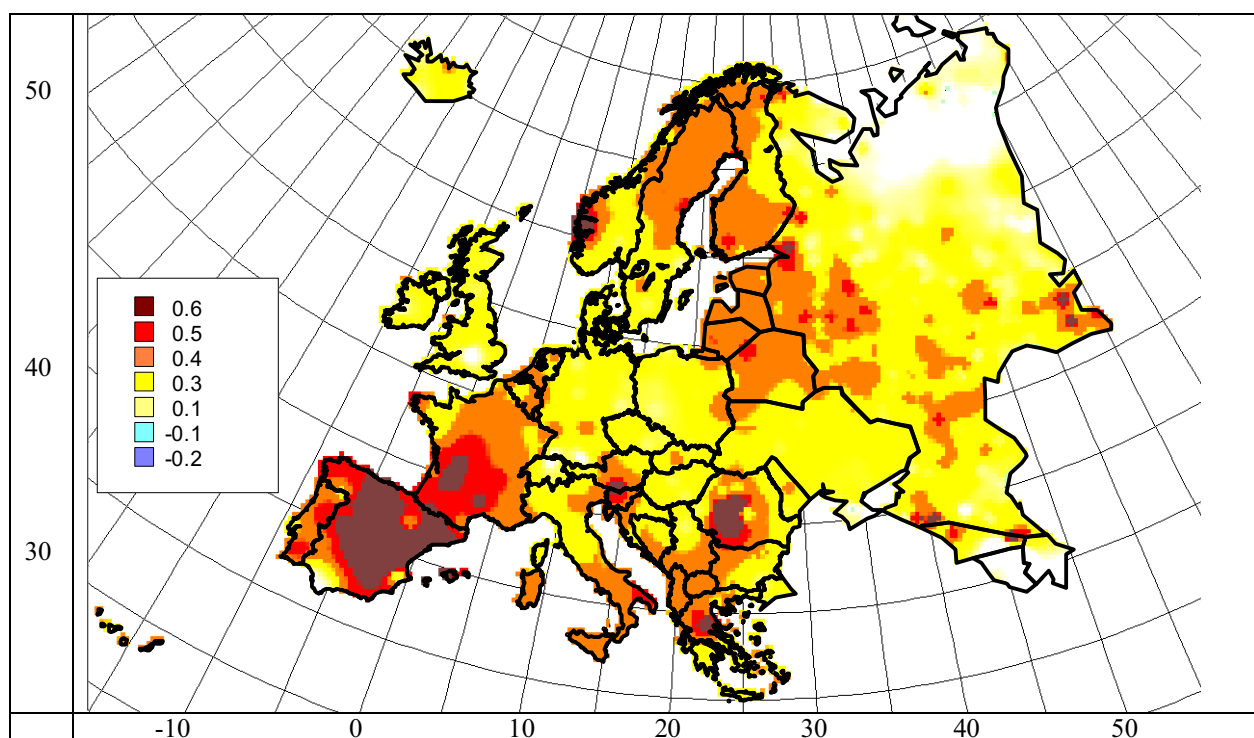


Рис. 2.7. Тренды среднегодовой температуры воздуха в Европе за 1974-2005г. ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет).

На остальной части Европы положительные тренды слабее, там преобладают тренды от 0.3 до 0.5  $^{\circ}\text{C}/10$  лет. Следует подчеркнуть важную особенность о том, что положительные тренды среднегодовой температуры воздуха в Европе усиливаются в районах, где возвышенности являются естественным препятствием на пути крупномасштабных перемещений воздушных масс. Выше такая же особенность была отмечена на территории Северной Америки. Далее зависимость трендов от рельефа будет показана и в других частях света. Это районы аэрографического усиления количества облачности.

В Азии (рис.2.8) участки со значениями трендов больше 0.6  $^{\circ}\text{C}/10$  лет охватывают возвышенные участки в западных предгорьях Алтая и все Среднесибирское плоскогорье до реки Лена.

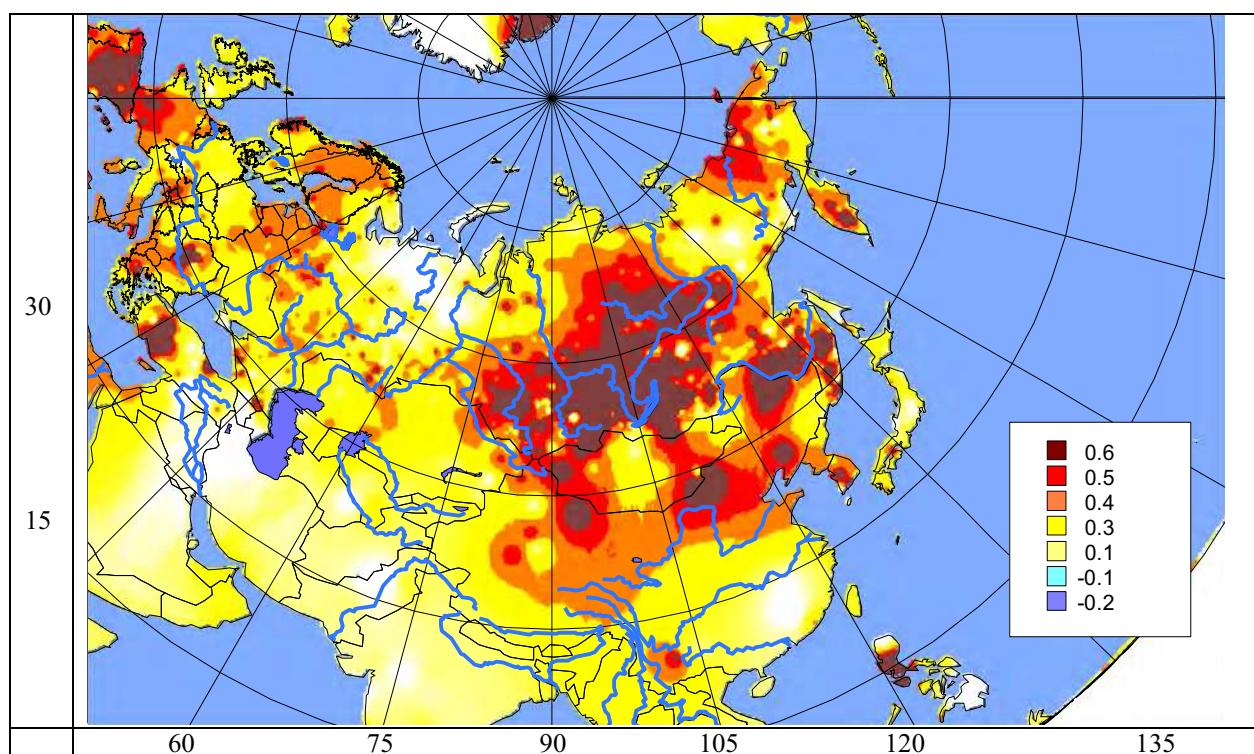


Рис. 2.8. Тренды среднегодовой температуры воздуха в Азии за 1974-2005 г. ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет).

Восточная граница региона с положительными трендами, изгибаясь, повторяет на карте очертания реки Лена. Естественным препятствием распространения трендовых особенностей на восток здесь является Верхоянский хребет.

Еще восточнее наибольшие положительные тренды со значениями больше  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет наблюдаются в долинах рек Колыма и Алазея, а так же на западном склоне гор Камчатки (Срединный хребет). Аэрографический эффект усиления трендов здесь просматривается так же как в Европе и Америке.

Южнее Среднесибирского плоскогорья лежат высочайшие горы мира. Участки с большими положительными трендами (больше  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет) занимают здесь относительно низкие районы (около 1000-2000м над уровнем моря), между высокими горами Саян, Тянь-Шаня и Тибета. К таким районам с трендами больше  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет относятся пустыня Гоби, пустыня Такла-макан и Монгольский Алтай. Другой очаг сильных положительных

трендов наблюдается на склонах низких гор вблизи долины Амура и его притоков, в Маньчжурии, а так же на полуострове Корея. Менее сильные положительные тренды со значениями от  $0.3$  до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет широкой полосой окаймляют области наибольших положительных трендов, описанных выше. В эти области входят район озера Балхаш, вся долина Енисея, низменные участки Российского Севера от Обской губы до Берингова пролива. В самых высокогорных ( $>2000\text{м}$  над уровнем моря) участках Саян, Тянь-Шаня и Тибета положительные тренды также имеют значения от  $0.3$  до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет. А слабые положительные тренды (менее  $0.3^{\circ}\text{C}/10$  лет) наблюдаются на верхнем и среднем Урале, в нижней половине бассейна Оби. Такие же слабые тренды наблюдаются на Иранском нагорье, на полуострове Индостан, на юге полуострова Индокитай и в долине реки Янцзы. Границы районов с характерными особенностями трендов во всех случаях описывают особенности рельефа в перечисленных районах.

В Южном полушарии (рис.2.6) на всех континентах положительные тренды температуры слабые, менее  $0.3^{\circ}\text{C}/10$  лет. Только в центральной Австралии имеется участок с трендом от  $0.3$  до  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет. Отрицательные тренды наблюдаются только в дельте реки Конго в Африке и на юго-западном побережье Австралии.

В этой части мира так же главной особенностью границ пространственного распределения трендов по знаку и по интенсивности является зависимость от рельефа местности. Рельеф местности, видимо, может двояко влиять на тренды температуры.

Во-первых, горные хребты, как препятствие на пути переноса воздушных масс часто являются естественными границами для полей с трендами одинакового знака и интенсивности. Так, в Северной Америке Кордильеры инициируют положительные тренды наибольшей интенсивности на западном побережье и на западных склонах гор. Аналогичные тренды наблюдаются в северо-западной части Африки, в предгорьях на Пиренейском

полуострове, на западных склонах Карпат и Скандинавских гор. Во всех случаях положительные тренды наблюдаются на западных склонах гор на пути движения воздушных масс со стороны Атлантического океана на континент.

На юго-востоке Азии подобные явления наблюдаются на восточных склонах гор на пути движения воздушных масс со стороны Тихого океана на континент.

В северных низинных районах Канады, в долинах рек Колыма и Алазея, на северо-востоке России положительные тренды распространяются вместе с воздушными массами со стороны Северного Ледовитого океана вглубь континентов до границы появления возвышенностей.

Во-вторых, обширные возвышенные места могут инициировать условия в атмосфере, способствующие формированию тренда среднегодовой температуры с другим знаком, по сравнению с тенденциями на окружающей более низкой или более высокой местности. Так, происходит на Среднесибирском плоскогорье с высотами от 500 до 1000 метров над уровнем моря, где наблюдаются значимые положительные тренды, а в соседних более низких и более высоких местах тренды заметно слабее. Южнее этих районов, в краю высочайших гор, положительные тренды наибольшей интенсивности формируются на плато с высотами от 1000 до 2000-3000 метров над уровнем моря. На более низких и более высоких участках тренды на этих широтах так же ослабевают. Хорошо известно, что рельеф является климатообразующим фактором, теперь, в условиях меняющегося климата надо добавить, что крупномасштабные особенности рельефа являются еще и трендообразующим фактором.

Из сказанного следует, что в формировании регионального климата заметную роль играет перенос воздушных масс с океана на континент и взаимодействие воздушных масс с подстилающей поверхностью - рельефом. Так как рельеф не изменялся за рассмотренные десятилетия, то,



следовательно, изменения регионального климата в период интенсивного глобального потепления в заметной степени связаны с изменениями за эти годы траекторий атмосферной циркуляции или температурно-влажностного состояния переносимых воздушных масс, которые являются неотъемлемой частью глобальных изменений климата.

Далее будет показано, что посезонные региональные различия в трендах температуры воздуха еще более выражены, чем различия в трендах среднегодовых температур.

### *Тренды температуры воздуха зимой*

Тренды зимой имеют значения, значительно превышающие тренды среднегодовых значений, поэтому далее построим карту трендов по другим градациям (рис.2.9). Рассматривая тренды по сезонам, будем использовать наименования сезонов, относящиеся к северному полушарию.

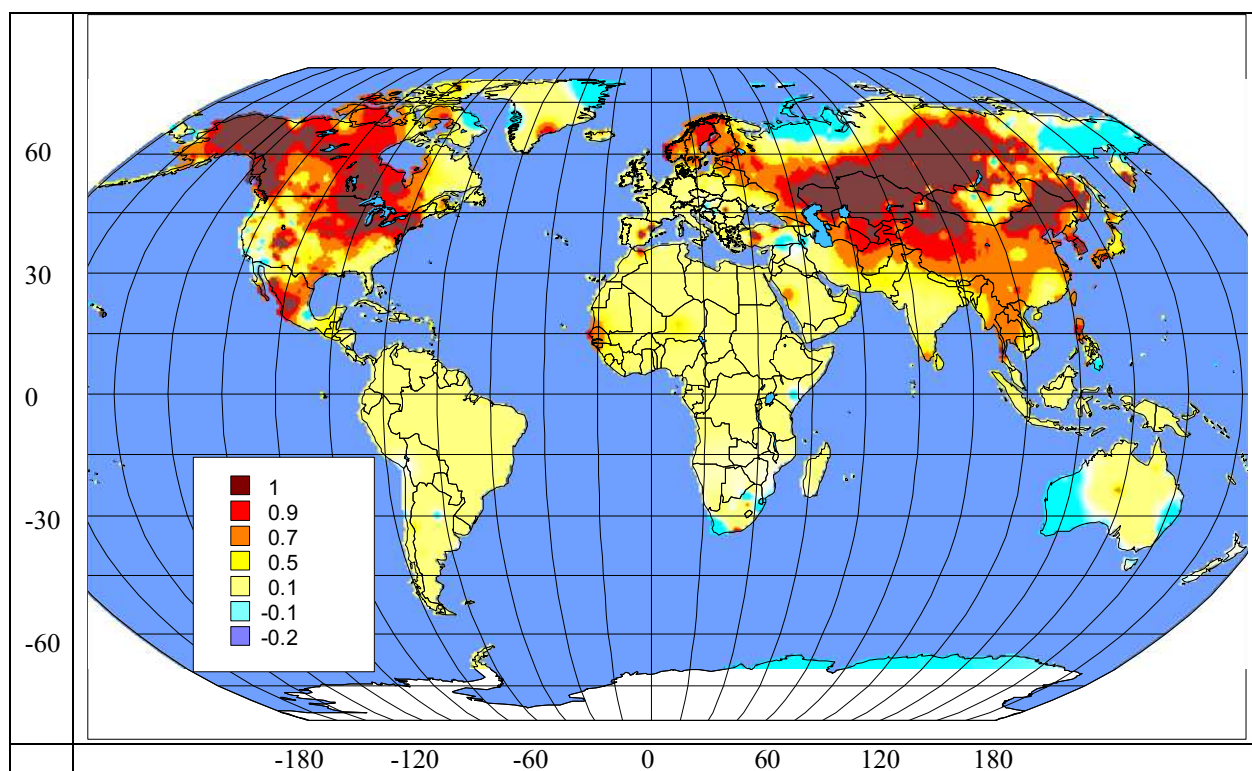


Рис. 2.9. Тренды среднесезонной температуры воздуха за 1974-2005 г. (°C/10 лет). Зима

Зимой в Северном полушарии положительные тренды охватывают почти всю Северную Америку и Евразию. Исключением являются несколько небольших районов. В России один район с отрицательными трендами занимает узкую северную территорию от Кольского полуострова до реки Енисей севернее  $65^{\circ}$ с.ш., второй район занимает возвышенные территории (выше 1000 м над уровнем моря) от реки Лена на восток до побережья Тихого океана в зоне  $60-70^{\circ}$ с.ш. Так же отрицательные тренды температуры наблюдаются на небольших участках в Северной Америке на острове Баффинова Земля севернее  $60^{\circ}$ с.ш. и в горной части на западе США, там где горы выше 2000-3000м.

Из рис.2.9 видно, что наибольшие положительные значения трендов (больше  $0.9^{\circ}\text{C}$  за 10 лет) наблюдаются в Азии и в Северной Америке.

В Азии наибольшие положительные тренды зимой наблюдаются на возвышенностях (от 200 до 1000м над морем) северного Урала, Казахского мелкосопочника и района озера Балхаш, а также Алтая, северных предгорий Саян, Алданского нагорья и всего Среднесибирского плоскогорья с прилегающей к нему с востока территории до реки Лена. Далее на восток, за рекой Лена, за Верхоянским хребтом и хребтом Сете-Дабан значения трендов резко ослабевают и меняют знак на отрицательный. Таким образом, видим, что естественной южной и западной границей описанной области с трендами более  $0.9^{\circ}\text{C}/10$  лет являются горные хребты с высотами более 2000м над морем.

Южнее высочайших гор мира в Азии второй участок с трендами больше  $0.9^{\circ}\text{C}$  за 10 лет охватывает возвышенности до 1000м в долинах реки Амур и его притоков, а так же Манчжурию. Этот регион со всех сторон ограничен более высокими горными хребтами.

Между двумя описанными выше регионами наибольших трендов Азии лежит область менее сильных положительных трендов от  $0.5$  до  $0.9^{\circ}\text{C}$ . (в Монголии).



Тренды со значениями от 0.5 до 0.9°C в Евразии начинаются от Скандинавии, узкой полосой простираются на юго-восток до нижней половины Волги, там полоса расширяется и охватывает далее на восток сначала широты от среднего Урала до Кавказа, а затем полоса расширяется и охватывает всю область более сильных трендов, доходя на севере до моря Лаптевых, а на юге - до Индокитая.

В Северной Америке (рис.2.9) зимой наибольшие положительные тренды (больше 0.9°C/10 лет) наблюдаются на Аляске (кроме ее западной части) и прерывистой полосой - восточнее Великих равнин (Кордильеры) на участках с высотами 200-500м, начиная от Большого Медвежьего озера и залива Амундсена на севере и оканчивая районом Великих озер с выходом к Атлантическому океану в районе Вашингтона и Нью-Йорка.

Тренды со значениями от 0.5 до 0.9°C охватывают остальную часть Северной Америки кроме острова Баффинова Земля (там тренд отрицательный), Гренландии (тренды менее 0.5°C), полуострова Лабрадор, низменных участков в дельте реки Миссури, на полуострове Флорида и в районе скопления самых высоких вершин Кордильер.

Еще один участок с трендами от 0.5 до 0.9 °C находится на северо-западе Африки.

Следует заметить, что в Северном полушарии большинство участков с отрицательными трендами лежит севернее 60°с.ш.

В Южном полушарии в это время лето, там на всех континентах наблюдаются слабые положительные тренды, за исключением небольших участков с отрицательными трендами в Африке и в западной части Австралии.

Зимой, так же как и за год в целом, главной особенностью пространственного распределения трендов по интенсивности является зависимость от рельефа местности. Но влияние рельефа на величину и знак

тренда температуры неоднозначно проявляется на различных географических широтах.

Сравнивая эти результаты с выводами других авторов необходимо обязательно учитывать период лет, за который выделялись тренды. Это имеет не только статистическое значение, но принципиальное физическое значение. В разные эпохи тренды могут иметь разное происхождение и, как следствие, разную интенсивность, знак и локализацию.

### *Тренды температуры воздуха весной*

Весной наибольшие положительные тренды (больше  $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ ) наблюдаются на северо-западе Африки, на Пиренейском полуострове, обширный регион в Азии от Северного Ледовитого океана в районе Обской губы и Енисейского залива до Монголии и Китая (рис.2.10).

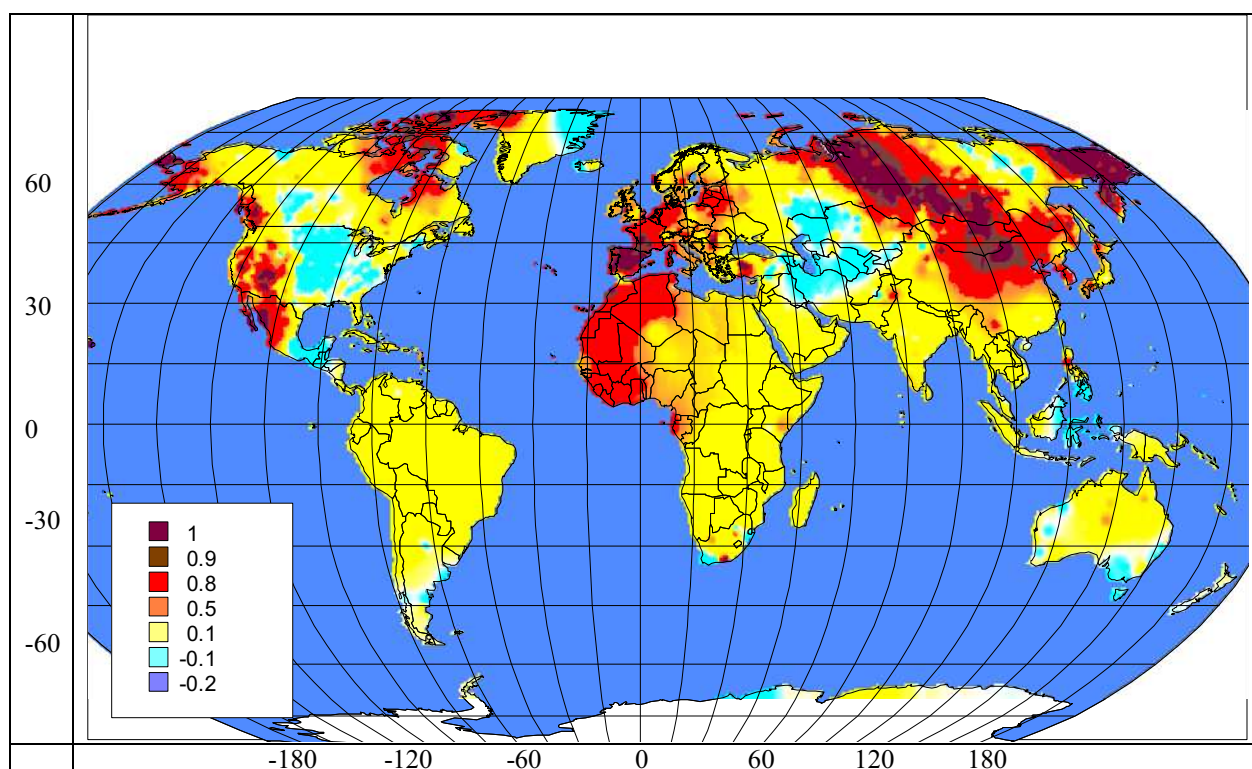


Рис. 2.10. Тренды среднесезонной температуры воздуха за 1974-2005 г. ( $^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ). Весна.

Эта зона положительных трендов с севера продвигается на юг вдоль Енисея и западной границы Среднесибирского плоскогорья, южнее плато

Дуторана поворачивает на восток, проходит в самом низком месте между предгорьями Саян и плато Дуторана (вдоль нижней Тунгуски), доходит до озера Байкал и далее на юго-восток в Монголию и Китай. Еще положительные тренды больше  $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$  наблюдаются восточнее горных районов хребта Черского на равнинах и плоскогорьях Колымы и Чукотки до Берингова пролива, а также на Камчатке.

В Северной Америке тренды больше  $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$  наблюдаются западнее Кордильер и на островах Канады за Полярным кругом.

Тренды от  $0.5$  до  $0.8^{\circ}\text{C}$  окаймляют указанные регионы наибольших трендов.

Отрицательные тренды наблюдаются на южном Урале, в верховьях Оби и Енисея. Второй участок с отрицательными трендами находится в бассейне реки Лена. Третий участок - на Великих равнинах Северной Америки и в долинах рек Миссури и Миссисипи.

Перечисленные различия объясняются особенностями атмосферной циркуляции и рельефом местности.

В южном полушарии преобладают положительные тренды менее  $0.5^{\circ}\text{C}$ .

#### *Тренды температуры воздуха летом*

Летом тренды слабее, чем в других сезонах. Потепление более  $0.5^{\circ}\text{C}$  за 10 лет наблюдается в Северной Африке, прилегающей части Аравийского полуострова и почти во всей Европе до меридиана  $40^{\circ}\text{в.д.}$  (рис.2.11).

В Азии тренды более  $0.5^{\circ}\text{C}$  охватывают Северо-Сибирскую низменность, Среднесибирское плоскогорье. Положительные тренды более  $0.5^{\circ}\text{C}$  распространяются на юг до Саян и на восток до Верхоянского хребта и хребта Сатте-Дабан. В северной части - до реки Индигирка.

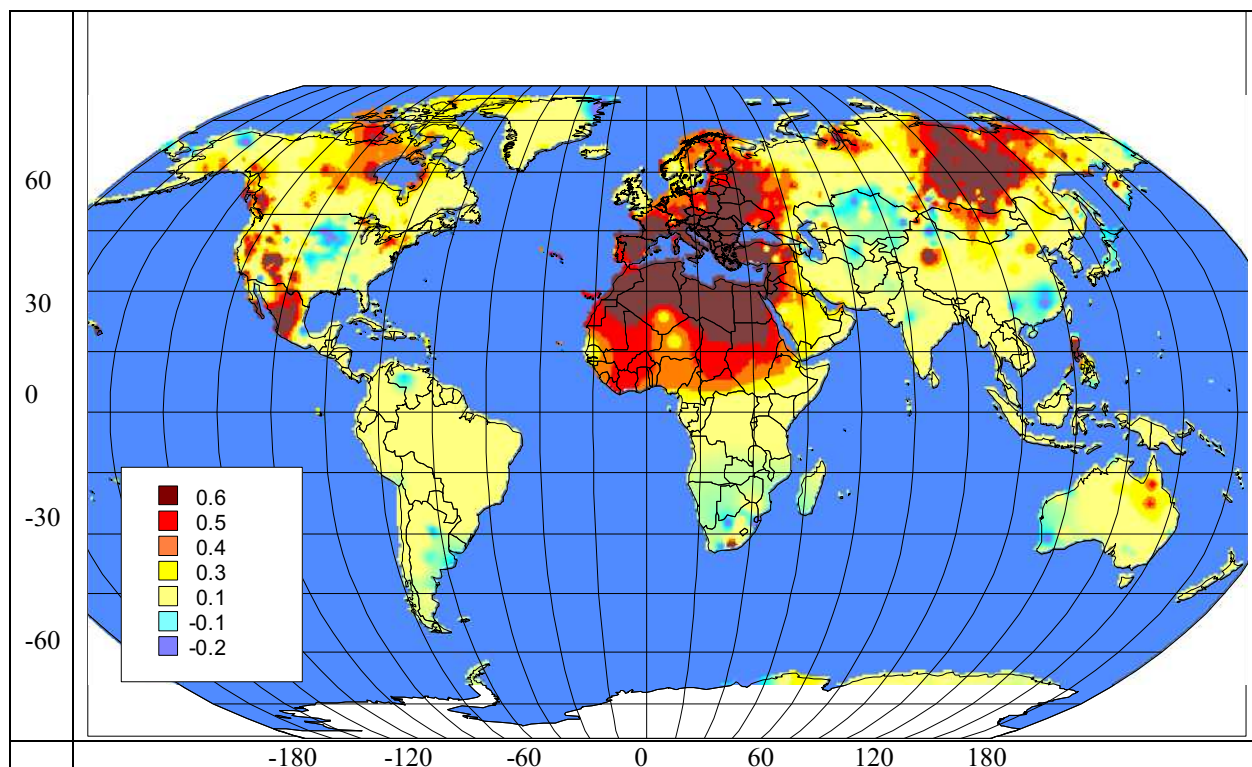


Рис. 2.11. Тренды среднесезонной температуры воздуха за 1974-2005 г. ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет). Лето.

В Северной Америке тренды более  $0.5^{\circ}\text{C}$  наблюдаются на озере Виктория и прилегающей части континента, а также на западных склонах Кордильер.

Отрицательные тренды наблюдаются в Казахстане, на юге Китая и в центральной части США.

В южном полушарии преобладают положительные тренды менее  $0.5^{\circ}\text{C}$ .

#### *Тренды температуры воздуха осенью*

Области положительных трендов более  $0.5^{\circ}\text{C}$  осенью наблюдаются в северной части Африки, на северо-востоке Азии (за Енисеем) и на северо-востоке Китая (рис.2.12).

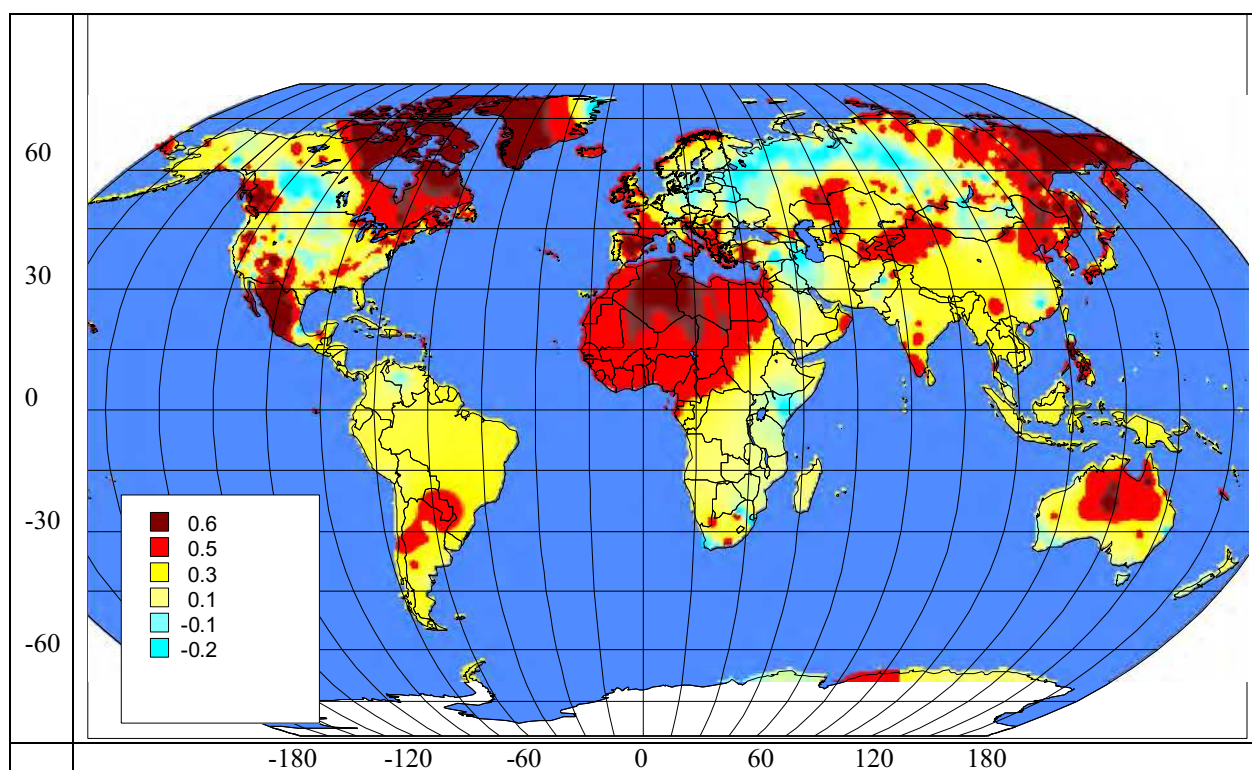


Рис. 2.12. Тренды среднесезонной температуры воздуха за 1974-2005 г. ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет). Осень.

В Северной Америке тренды более  $0.5^{\circ}\text{C}$  наблюдаются в Гренландии и на всей северо-восточной части Канады, на западных склонах Кордильер.

В Южном полушарии тренды более  $0.5^{\circ}\text{C}$  наблюдаются на северо-западе Южной Америки и в центральной Австралии.

Отрицательные тренды занимают протяженную территорию от Восточной Европы по северным районам России до меридиана  $90^{\circ}$  в.д. и далее на юго-восток до Монголии. Отрицательные тренды также наблюдаются на великих равнинах Канады и США.

Итак, глобальное потепление сопровождается неоднозначными изменениями регионального климата и сезонными особенностями. На континентах Земли преобладают положительные тренды температуры воздуха, но выделяются также районы заметных отрицательных трендов.

Изменения регионального климата зависят от высоты над уровнем моря и пространственной ориентации горных массивов на пути движения воздушных масс. В разных сезонах года влияние рельефа на изменения

климата может проявляться с разным знаком. Характер сезонных и региональных различий влияния рельефа на изменения климата согласуется с известными представлениями об атмосферной циркуляции как одним из факторов формирования регионального климата.

### **2.3. Особенности сезонной структуры изменений климата**

*Метод объективной классификации годового хода трендов.*

Изменения климата происходят неравномерно по сезонам и регионам и даже с разными знаками. Для выявления главных пространственно-временных закономерностей изменения метеорологических величин в разных регионах необходимы обоснованные обобщения, они возможны с применением метода объективной классификации. Методы объективной классификации часто и успешно применялись для полей метеорологических величин [16], в настоящей работе предложено использовать объективную классификацию к временным рядам.

Используются многолетние ряды среднемесячной температуры в узлах регулярной географической сетки 5x5 градусов. По каждому узлу составлено двенадцать многолетних рядов температуры по отдельным одноименным месяцам (многолетний ряд январских значений, ряд февральских значений температуры и т.д.). По каждому ряду (заданного месяца) вычислено значение величины тренда, которое характеризует многолетнее изменение климата на месячном интервале года. Совокупность двенадцати (по месяцам) значений величин трендов в узле описывает годовой ход изменений климата в узле, по которому далее выполняется анализ сезонных особенностей изменений климата. Таким образом, каждый узел характеризовался набором из двенадцати значений величин трендов с января по декабрь. Это своего рода временной ряд величин трендов, характеризующий их годовой ход. Ставилась задача поиска и выделения узлов, подобных по годовому ходу

величин трендов. Далее набор из 12 значений величин трендов в узле будем называть набором. Такие наборы по всем узлам географической сетки Земли (над сушей) сравнивались между собой и обобщались на основе объективных показателей и критериев, описанных ниже. Для краткости величины трендов далее будем называть трендами.

В любом методе объективной классификации объединение совокупности некоторых величин в один класс производится на основе заданной меры близости. В нашем случае в качестве меры близости узлов принималось значение коэффициента корреляции между наборами из двенадцати значений трендов в сравниваемых узлах.

На первом этапе определялся узел T1 с наиболее типичным сезонным ходом трендов. Для этого вычислялись попарные коэффициенты корреляции каждого набора со всеми остальными наборами и накапливались суммы коэффициентов, относящихся к каждому набору отдельно. За наиболее типичный принимался набор с максимальной суммой коэффициентов его взаимокорреляций со всеми другими наборами. Фиксировались его географические координаты. Этот набор являлся ядром для поиска географических узлов с аналогичной структурой сезонного хода трендов.

На втором этапе вычислялись осредненные эталоны типовой сезонной структуры трендов. Для этого, сначала выбирались географические узлы с сезонным ходом трендов подобные наиболее типичному набору-узлу T1, при этом использовались два критерия. Узлы со взаимной корреляцией более 0.8 относились к типу T1, а узлы, которые имели меру близости от 0.8 до 0.6, исключались из рассмотрения на данном этапе, как близкие, но недостаточно похожие. Такое исключение проводилось для более четкого разделения на непохожие типы всех возможных сезонных структур. Значения наборов отобранных узлов осреднялись по соответственным месяцам. Помесячные осредненные значения трендов являются далее эталоном сезонного хода тренда типа T1. Этот эталон более точно, чем сезонный ход трендов в



исходном узле T1, отражает основные закономерности сезонных изменений трендов на некотором множестве узлов географической сетки Земли.

Из оставшихся узлов, включая ранее исключенные, вторично выбирался узел с самым типичным сезонным ходом трендов – узел T2 – новое ядро для второго типа сезонного хода трендов. Далее к нему подбирались наиболее похожие узлы (опять с учетом двух критериев, описанных выше) и ежемесячно осреднялись значения их трендов. Получался осредненный эталон сезонного хода тренда типа T2. И так далее, последовательно из оставшихся узлов определено еще три типа сезонного хода трендов и осредненные эталоны этих типов. Дальнейший поиск при заданных критериях результатов не дал, число типов исчерпалось. Таким образом, определены пять типичных вариантов сезонного хода трендов.

На третьем этапе выполнена вторая итерация подбора узлов с аналогичной структурой сезонных изменений трендов, но теперь в качестве ядра использовались осредненные эталоны пяти различных типов сезонного хода трендов. На этом этапе задача сводится к разделению всех узлов географической сетки по их максимальному подобию на один из пяти эталонов.

Вычислялись коэффициенты корреляций между наборами сезонных изменений трендов в каждом узле с каждым эталоном. Таким образом, каждый узел характеризовался значениями близости сезонного хода трендов к каждому эталону. Это позволило отнести каждый узел к одному наиболее похожему эталону известного типа. Теперь множества узлов каждого типа расширились и появилась возможность повторно, на большем материале, получить осредненные эталоны сезонного хода трендов по каждому типу.

Значения этих эталонов используются для дальнейшего изучения региональных сезонных особенностей трендов температуры. При этом главными задачами были выбраны следующие: выделение регионов с однотипной сезонной динамикой трендов, проведение районирования Земли



по сезонной структуре трендов и изучение пространственных особенностей этой динамики. В последующих главах будет показано, что такое районирование позволило проследить элементы взаимодействия элементов климатической системы (атмосферы и океана) в процессе изменений климата.

*Объективная типизация сезонной структуры трендов за 1920-2005  
годы.*

Долгопериодные изменения сезонных особенностей климата являются отражением изменяющихся условий взаимодействия различных элементов климатической системы и других факторов. Часто эти условия в XX веке приводили к потеплению, преобладающему как по территории, так и по сезонам. Но, даже в районах с положительным трендом среднегодовой температуры, в одни месяцы года тренд может быть положительным, а в другие - отрицательным. А в районах с отрицательным трендом среднегодовой температуры обнаруживаются сезоны, как с отрицательными трендами, так и с положительными.

В разделе 2.2. была описана сложная картина пространственно-сезонных различий трендов. Не имея возможности проводить натурные эксперименты с климатом, необходимо изучать пространственно-сезонные различия изменений климата предложенные природой для лучшего понимания физических процессов, ответственных за изменения климата регионального и глобального. В разделе 2.1 по обобщенным данным показано смещение внутри года интервалов с положительными и отрицательными трендами. Очевидно, что тренды температуры в различных сезонах года не являются независимыми между собой, поэтому для комплексного описания происходящих изменений необходимо искать способы описания многолетних изменений сезонной структуры трендов и способы описания зависимостей трендов температуры разных сезонов между собой. Например, для описания всего пространственного разнообразия сезонных различий

трендов и связанности трендов разных сезонов можно использовать объективную классификацию годового хода значений трендов в каждой географической точке и выявить характерные различия в трендах температуры разных сезонов.

Каждая географическая точка (станция или узел географической сетки) характеризовалась последовательностью из 12 чисел - значений многолетних температурных трендов в январе, феврале, марте, ..., декабре. Ставилась задача выделения таких регионов, внутри каждого из которых на всех станциях двенадцать помесечных значений трендов были подобны. Т.е. допускалось, что в разные месяцы тренды могут иметь разные значения и знак (так же как по обобщенным данным в разделе 2.1), но в каждом отдельном месяце по всем станциям в пределах района тренды должны быть подобны между собой. При такой постановке задачи учитывается климатическая зависимость сезонов года между собой на интервале нескольких десятилетий и удастся избежать избыточного числа районов, которые неизбежно возникают при независимом районировании территории по каждому сезону отдельно. Такой подход имеет физическое обоснование, вытекающее из результатов предыдущих разделов. Изменения климата во всех сезонах года являются следствием некоторого единого механизма, приводящего к различным результатам в разных сезонах и разных регионах. Зафиксируем совокупность сезонных изменений и проследим региональные различия.

Заведомо известно о существовании зимнего потепления, поэтому можно было ожидать, что выделятся районы с зимним потеплением, но не было известно, что при этом будет в других месяцах, неизвестно как происходит взаимодействие или взаимокомпенсация трендов в различных сезонах, неизвестно как это распространяется в пространстве.

На каждой станции все изменения климата характеризуются набором из двенадцати значений трендов, которые далее будем называть годовым ходом

трендов. На графике их можно было бы представить в виде кривой построенной по 12-ти точкам. Предстояло определить несколько наиболее типичных кривых годового хода трендов. Количество их заведомо неизвестно.

Так как каждая точка характеризовалась только 12-ю последовательными помесечными значениями трендов, то число различных вариантов структуры годового хода трендов не ожидалось большим. Экспериментально установлено, что 5-6-ю типами можно описать все пространственное разнообразие сезонной структуры трендов. При таком количестве типов различия внутри типа меньше различий между типами.

Перед вычислением трендов предстояло решить проблему пространственного распределения метеорологических станций с исходными температурными данными. Станции на Земле распределены неравномерно, это дополнительно усугубляется неравномерностью поступления данных из разных стран в архивы климатических центров Мира.

Пространственная неоднородность распределения станций предварительно была уменьшена переводом исходных данных температуры со станций в узлы географической сетки 5x5 градусов. В тех случаях, где не было данных ближе 2.5 градусов к узлу, значения в узле не вычислялись, в остальных случаях значения температуры осреднялись по всем станциям в квадрате 5x5 градусов вокруг узла.

Далее вычислялись тренды температуры по данным в узлах сетки по каждому отдельному месяцу. По годовому ходу значений трендов в узлах проводилась объективная классификация. В результате выделены и объединены в один тип (класс) узлы с подобным годовым ходом трендов температуры.

Первоначально был задан поиск 6-ти типов, но в результате анализа выяснилось, что по данным за 1920-2005 годы для описания всего разнообразия годового хода трендов оказалось достаточно 5 типов.

Для каждого типа получена осредненная (типовая) кривая годового хода трендов (рис.2.13), характеризующая наиболее типичную, для соответствующего региона, сезонную структуру трендов.

Из рис.2.13 видно, что все типы сезонных изменений климата имеют годовую волну, то есть, в году есть только один сезонный интервал, в котором климат становится теплее и один сезон, отстоящий примерно на полгода, в котором потепление климата значительно слабее или отсутствует. Иногда в этом противоположном сезоне наблюдается похолодание. Главное отличие разных типов сезонной структуры изменений климата между собой заключается в сдвигах фаз потепления и похолодания по месяцам. С учетом пространственного положения каждого из типов получается, что сезонные и пространственные особенности наибольших и наименьших трендов температуры взаимосвязаны.

Это важное свойство будет использовано в дальнейшем для более расширенного анализа.

Различные типы сезонной структуры изменений климата приводятся ниже по мере изменений их сходства и различий.

Тип 1 – сильное потепление с ноября по май с максимумом в зимние месяцы (зимнее потепление), в оставшуюся часть года с июня по октябрь тренда нет (рис. 2.13а).

Тип 2 – потепление с января по июнь (зимне-весенний тип потепления), с максимумом в феврале-апреле, в последующие месяцы значения коэффициента тренда приближаются к нулю, а в ноябре принимает слабое отрицательное значение (рис.2.13б).

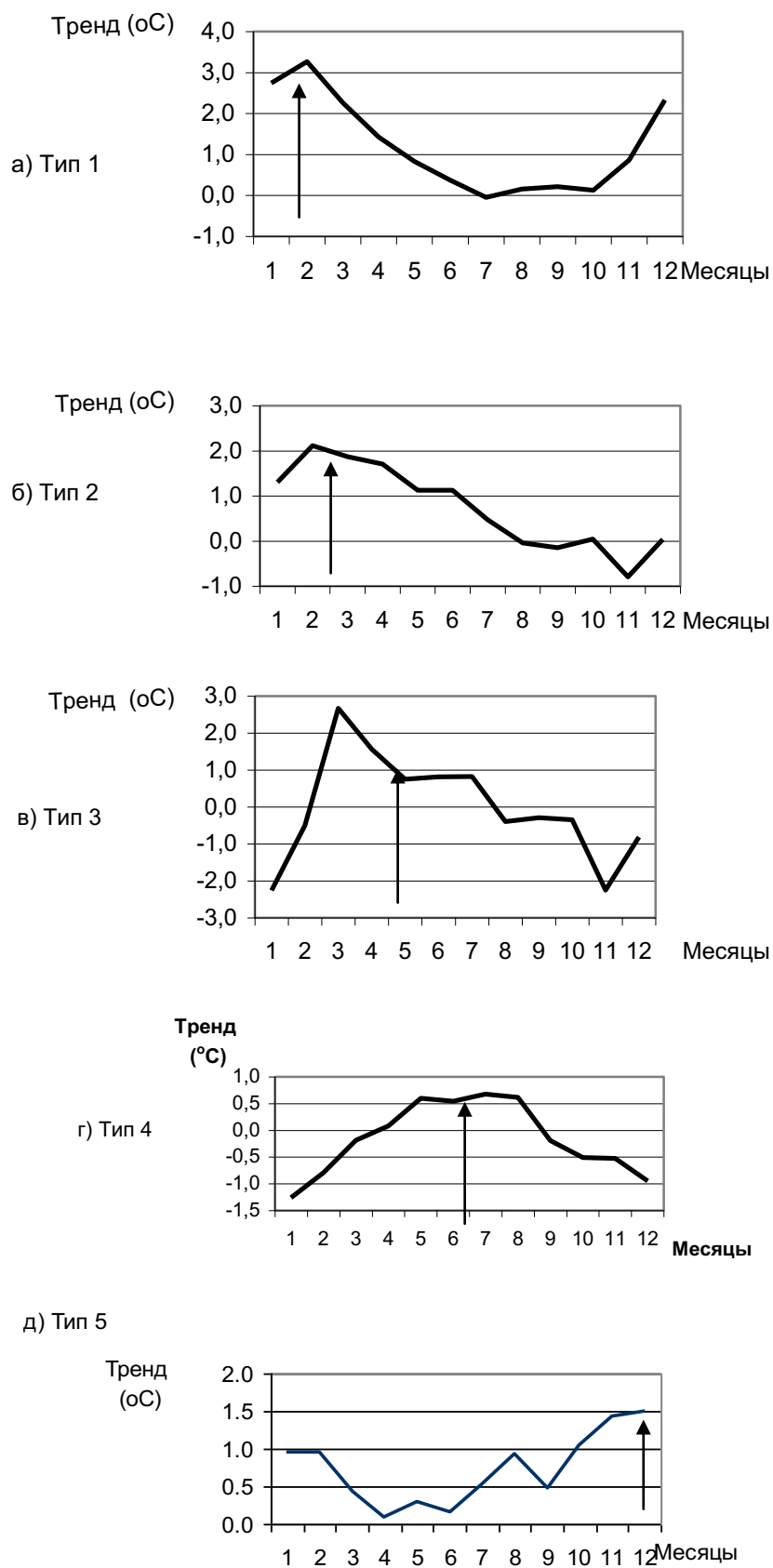


Рис.2.13. Типовые изменения линейного тренда температуры воздуха по месяцам (°C/100лет). 1920-2005гг.

Тип 3 – потепление наблюдается еще позднее – с марта по июль, а в оставшуюся часть года наблюдается значительное похолодание (весенне-летний тип потепления) (рис.2.13в).

Тип 4 – слабое потепление наблюдается с мая по август (летнее потепление), в оставшуюся часть года – похолодание (рис.2.13г).

Тип 5 – потепление начинается в конце лета, медленно усиливается до декабря, а с января по март коэффициенты уменьшаются, в апреле – июне они близки к нулю (осенне-зимний тип потепления) (рис.2.13д).

Полученные типы сезонной структуры трендов нанесены на карту мира по узлам географической сетки  $5 \times 5^\circ$  (рис. 2.14). В Южном полушарии малая часть полусферы занята континентами и мало данных на них, нет возможности провести полноценный анализ южной полусферы, поэтому основной анализ в этом разделе будет ограничен Северным полушарием. По Южному полушарию приведем только некоторые результаты, касающиеся регионов, обеспеченных данными.

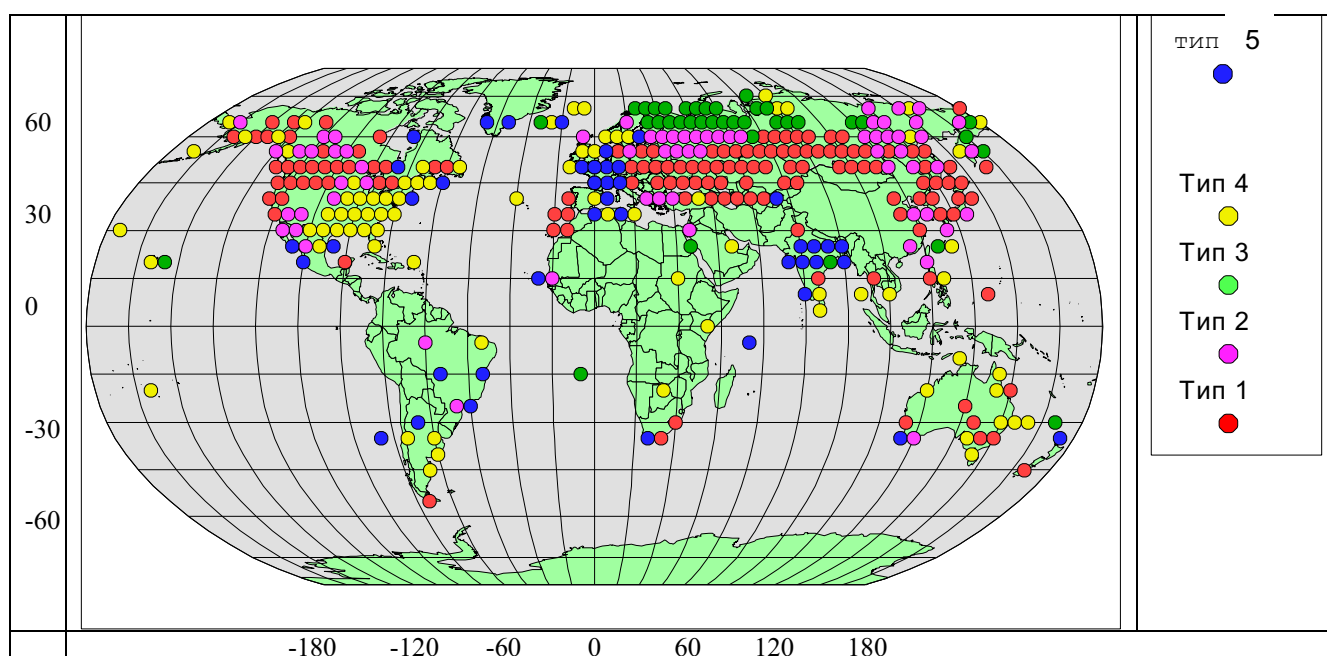


Рис. 2.14. Пространственное распределение естественных типов сезонной структуры трендов по данным за 1920-2005гг. .

На карте видны зональные особенности изменения сезонной структуры трендов и региональные. Зональность проявляется в более частом появлении одного типа в некоторой широтной зоне. Для количественной оценки зональности были вычислены значения повторяемости по географическим широтам различных типов сезонной структуры трендов.

В табл. 2.1 приведены значения повторяемости в % на широтных кругах через 5° для Северного полушария. Каждое значение таблицы - это отношение (в %) числа узлов с заданным типом сезонной структуры тренда на выбранной географической широте Северного полушария к общему числу узлов с этим типом тренда. По каждому типу в таблице выделены значения наибольшей повторяемости.

Таблица 2.1

Повторяемость (в %) типов годового хода трендов температуры по географическим широтам Северного полушария по данным за 1920-2005гг.

| Географическая широта | Годовой ход трендов |                           |                           |               |                            |
|-----------------------|---------------------|---------------------------|---------------------------|---------------|----------------------------|
|                       | Тип 1<br>Зимний     | Тип 2<br>Конец зимы-весна | Тип 3<br>Конец весны-лето | Тип 4<br>Лето | Тип 5<br>Осень-начало зимы |
| 75                    | 0                   | 0                         | 2.9                       | 1.6           | 0                          |
| 70                    | 0.8                 | 4.8                       | 28.6                      | 7.9           | 0                          |
| 65                    | 2.5                 | 9.7                       | 48.6                      | 6.3           | 8.6                        |
| 60                    | 10.0                | 27.4                      | 5.7                       | 9.5           | 5.7                        |
| 55                    | 18.3                | 21.0                      | 2.9                       | 7.9           | 2.9                        |
| 50                    | 26.7                | 6.5                       | 0                         | 4.8           | 17.1                       |
| 45                    | 17.5                | 3.2                       | 0                         | 6.3           | 14.3                       |
| 40                    | 11.7                | 6.5                       | 0                         | 12.7          | 8.6                        |
| 35                    | 5                   | 8.1                       | 0                         | 12.7          | 5.7                        |
| 30                    | 3.3                 | 6.5                       | 0                         | 11.1          | 0                          |
| 25                    | 0                   | 3.2                       | 5.7                       | 6.3           | 17.1                       |
| 20                    | 0.8                 | 1.6                       | 5.7                       | 3.2           | 14.3                       |
| 15                    | 2.5                 | 1.6                       | 0                         | 3.2           | 2.9                        |
| 10                    | 0.8                 | 0                         | 0                         | 4.8           | 2.9                        |
| 5                     | 0                   | 0                         | 0                         | 1.6           | 0                          |

Рассмотрим пространственные особенности сезонной структуры трендов Северного полушария более подробно. Самое мощное зимнее потепление (тип 1) имеет выраженный зональный характер. На широтах 45-55°с.ш. Северного полушария на территории Северной Америки и Евразии находится зона зимнего потепления климата. 63% всех случаев появления данного типа сезонной структуры изменения климата лежит в этой зоне. Имеются некоторые долготные особенности трендов вблизи океанов, нарушающие зональность, эти особенности связаны с крупномасштабными взаимодействиями атмосферы, но зональность зимнего потепления (тип 1) в целом просматривается достаточно четко.

Зимне-весенний тип потепления (тип 2), близкий к зимнему типу потепления, часто (48%) наблюдается в широтной зоне 55-60°, то есть зимне-весенний тип занимает широтную зону севернее, чем зона зимнего типа потепления.

Севернее 60° лежит зона весенне-летних потеплений с похолоданиями в конце осени - зимой (тип 3) в долготном диапазоне от севера Скандинавии до бассейна реки Колыма (77%). Данные на этих широтах имеются только по Евразии.

По другим типам сезонной структуры трендов зональность менее выражена. Тип 4 (слабое потепление летом и похолодание зимой) немного чаще встречается на широтах 30-40°с.ш., но, как будет показано далее, он встречается также в самых разных регионах Земли и преимущественно вблизи океанов. Тип 5 встречается с небольшим преимуществом в двух широтных зонах.

Выявленная зональность в пространственном распределении типов 1-3 годового хода трендов важна для понимания природы трендов. Известно, что зональность климата на Земле определяется законами инсоляции. Наличие зональности в особенностях годового хода трендов температуры показывает, что не только годовой ход температуры, но и годовой ход трендов



температуры является следствием многолетнего изменения некоторого радиационного фактора. Такой результат согласуется с представлениями об изменении радиационного баланса в последнее столетие парниковыми газами.

Таким образом, можно предположить, что потепления климата, которые наблюдаются в разных широтных зонах в зимне-весеннюю часть года (типы 1, 2, 3), могут являться следствием усиления парникового эффекта.

Проследим по карте пространственные особенности сезонных проявлений тренда в Евразии, но без учета влияния Гольфстрима здесь не обойтись, поэтому начнем от восточных берегов Северной Америки.

На юго-востоке США и вдоль всего восточного побережья Северной Америки наблюдается слабое летнее потепление климата (тип 4) от полуострова Флорида до острова Ньюфаундленд на всем пути следования Гольфстрима в прилегающей части океана, при этом зимой в тех же районах наблюдается похолодание. От географической широты острова Ньюфаундленд в середине океана теплое течение Гольфстрим раздваивается, одна его часть направляется на север вдоль побережья Ирландии, Великобритании и Скандинавии, образуя теплое Северо-Атлантическое течение, другая часть поворачивает на юг в сторону Пиренейского полуострова. По пути следования указанных теплых течений летнее потепление климата (тип 4) пересекает океан и достигает Европы. На карте видно, что вдоль Северо-Атлантического течения наблюдается летнее потепление климата на островах Исландия и Ян-Майен. Зимой в этих же районах наблюдается похолодание. Это одна ветвь течений, которая, проходя вдоль Европы, создает обширное, хотя и слабое, летнее потепление и заметное зимнее похолодание на острове Ирландия, на севере Великобритании, на западе и юге Скандинавии.

Вторая южная ветвь течений дает потепление климата летом и похолодание зимой на Азорских островах и на побережье Средиземного моря.

Как известно, влияние Атлантики определяет погоду и климат на территории, так называемого, первого естественного синоптического района [19], который охватывает всю Европу и Западную Сибирь до Енисея. На этой территории просматриваются последовательные переходы из одного типа в другой, так что с продвижением от побережья Атлантического океана вглубь континента на восток и на север сезонный интервал с потеплением все более запаздывает. У западного побережья Европы потепление наблюдается летом, а далее от западной Европы на восток - зимой-весной. Это можно проследить на карте (рис.2.14) по типам сезонной структуры трендов в отдельных частях рассматриваемого региона.

Итак, на юге, западе и на севере Европы потепление наблюдается в конце весны и летом (тип 4). В центральной Европе, до меридиана  $15^{\circ}$ , потепление наблюдается позднее, начиная с конца лета с переходом на осень и зиму (тип 5). Западнее меридиана  $15^{\circ}$  еще позднее наблюдается сильное зимнее потепление (тип 1) в широтной зоне  $40-50^{\circ}$ . В этом же долготном диапазоне первого естественного синоптического района, чуть севернее, на широтах  $55-60^{\circ}$  потепление наблюдается в конце зимы и весной (тип 2). А еще севернее  $60^{\circ}$ , до берегов Северного ледовитого океана, потепление наблюдается еще позднее – в сезонном интервале с весны до середины лета (тип 3).

В Северной Америке в юго-восточной части США, в регионе непосредственно примыкающему к очагу формирования Гольфстрима, обширная область с трендами изменения климата типа 4 – это слабое летнее потепление и зимнее похолодание. Севернее, как уже было отмечено, лежит ( $45-50^{\circ}$  с.ш.) зона зимнего потепления – тип 1, еще севернее – зона зимне-весенних потеплений (тип 2), но выражена эта зона менее четко.

От 45°с.ш. и севернее на восточном побережье Северной Америки, в Гудзоновом заливе и на побережье Гренландии наблюдается осенне-зимний тип потепления (тип 5). Напомним, что в Евразии этот тип встречается в центральной Европе, где роль Атлантики еще сильна, но уже не так как на побережье. Перечисленные районы в Северной Америке тоже относятся к территории, где влияние теплых течений Атлантики еще заметно, но не столь сильно, как на побережье юго-востока США, вдоль которого проходит Гольфстрим. И третьим регионом Северного полушария, где встречается тип 5 сезонной структуры трендов, является полуостров Индостан, омываемый на юге теплым Муссонным течением.

Важной особенностью летних потеплений (тип 4) является то, что и в описанных районах и на всей оставшейся части Северного и Южного полушарий Земли, летние потепления могут наблюдаться на самых разных широтах, но всегда в непосредственной близости от океана. Так на севере тип 4 встречается на берегах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, на Дальнем Востоке – встречается на Чукотке, на Камчатке, на побережье Охотского моря. На юге тип 4 встречается в Персидском заливе, на острове Шри-Ланка, на Андаманских островах, на юге Индокитая, на Филиппинских островах.

Тип 5 во всех случаях наблюдается в регионах значительного, но немного ослабленного влияния океанов, т.е. по отдалению от океана он следует за типом 4. И сезон потепления в типе 5 наступает на 2-3 месяца позднее, чем в типе 4.

Из перечисленных фактов можно предположить, что четвертый и пятый типы сезонной структуры трендов изменения климата формируются за счет взаимодействия атмосферы и океана. Тип 4 характеризует регионы с потеплением летом и похолоданием зимой, а тип 5 – это длительный сезон потепления от конца лета до начала весны, в другие месяцы тренд отсутствует. Тип 5 соответствует известным фактам о том, что наиболее

интенсивно теплообмен между океанами и атмосферой происходит в осенне-зимний период.

Важно заметить, что тип 4 характеризуется потеплением с мая по август и похолоданием в оставшуюся часть года, но май-август в Северном полушарии это теплый сезон, а в Южном полушарии – холодный. В Южном полушарии потеплению летом соответствует тип 1 (потепление с ноября по май), и действительно на всех южных окраинах южных материков, где сезонный ход более заметен, чем в тропиках, проявляется тип 1 с потеплением в месяцы, когда в Южном полушарии лето. Тип 1 наблюдается на мысе Горн на южной окраине Южной Америки, на южной окраине Африки, на юге Австралии и на острове Новая Зеландия. Для более детального анализа в Южном полушарии недостаточно имеющегося количества длиннорядных наблюдений.

*Районирование территории по заданной эталонной сезонной структуре трендов температуры на интервале 1920-2005 годы*

Интенсивное глобальное потепление климата, начавшееся в середине 1970-х годов, требует отдельного изучения. Но проведение новой независимой объективной типизации трендов температуры на интервале последних трех десятилетий привело бы к трудно сопоставимым результатам, так как на новом временном отрезке могли бы получиться новые типовые кривые годового хода трендов. Пространственное распределение новых типовых кривых годового хода трендов, было бы трудно сравнивать с теми, которые получены за период 1920-2005 годы. Сравнение результатов полученных за разные периоды возможно, если в обоих периодах использовались одинаковые типы. Важным результатом объективной типизации предыдущего раздела является вывод о том, что типичная сезонная структура изменения трендов представляет собой одно полное колебание за год, а различные типы структур отличаются преимущественно только сдвигом фазы наступления сезона с потеплением

или похолоданием климата. Поэтому для дальнейшего анализа были созданы унифицированные эталонные кривые годового хода трендов температуры и повторен анализ трендов методом объективной классификации. В этом случае анализ сводился к выявлению регионов, в которых наблюдался заданный тип годового хода трендов.

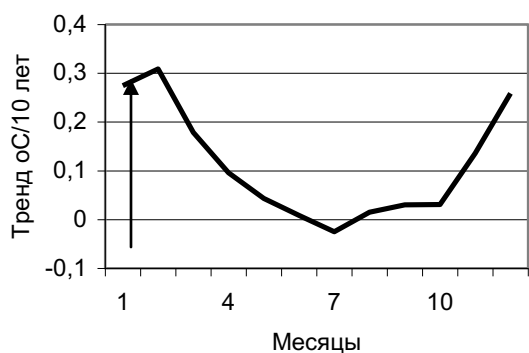
Как было установлено выше, соседние эталоны с первого по четвертый отличаются между собой сдвигом на 2 месяца – середина интервала потепления в первом эталоне приходится на январь (см. рис.2.13), середина интервала потепления во втором эталоне приходится на март, в третьем эталоне - на май, в четвертом эталоне - на июль. А в пятом эталоне середина интервала потепления наблюдается через четыре месяца - в декабре (см. рис.2.13). Если добавить эталон с потеплением в сентябре, то получится полная картина из шести возможных сезонных структур трендов со сдвигами через 2 месяца. Заведомо заданные эталоны отличаются между собой только сдвигом фазы по сезонам.

Теперь будем целенаправленно искать типы с заданными свойствами, для изучения их пространственного распределения. На первом шаге объективной классификации заданы синусоиды с максимумами в указанные месяцы. Последующие шаги типизации выполнены, как описано в методической части. В процессе выполнения новой типизации трендов к каждому заданному эталону собраны аналогичные реальные кривые годового хода трендов за период 1920-2005 г.г. и путем их осреднения получены новые эталоны наиболее типичных кривых годового хода трендов.

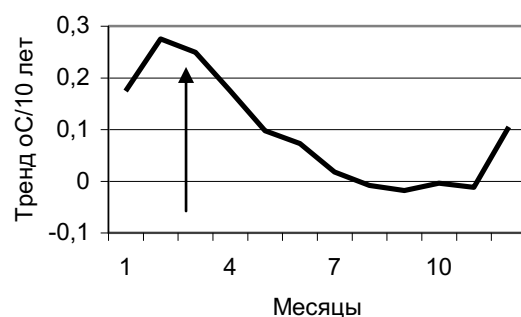
На рис.2.15 показаны типовые изменения трендов температуры воздуха по месяцам, полученные на основе заданных эталонов. Новые типичные кривые мало отличаются от полученных ранее, это важно для последующих сравнений. Результаты типизации нанесены на карту. На рис.2.16 показано распределение заданных типов сезонной структуры трендов.

Все закономерности распределения потеплений и похолоданий внутри года и в пространстве на новой карте не противоречат более ранним результатам. В некоторых случаях наблюдаются различия в небольшом сдвиге фазы наступления максимумов потепления, но это не нарушает выведенных ранее пространственно-сезонных закономерностей.

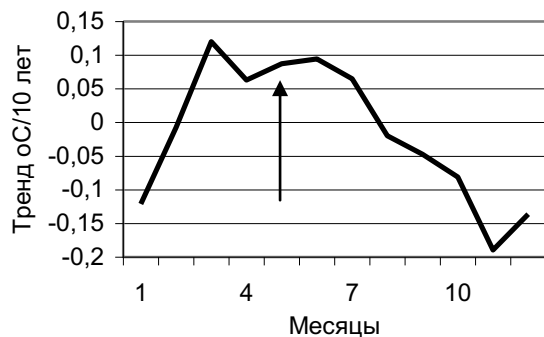
Тип 1



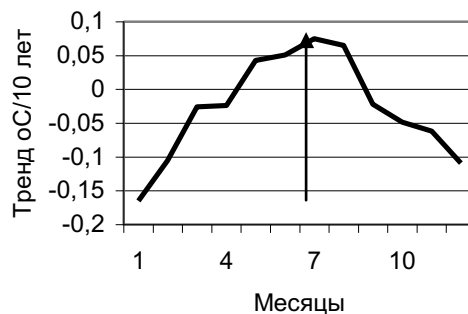
Тип 2



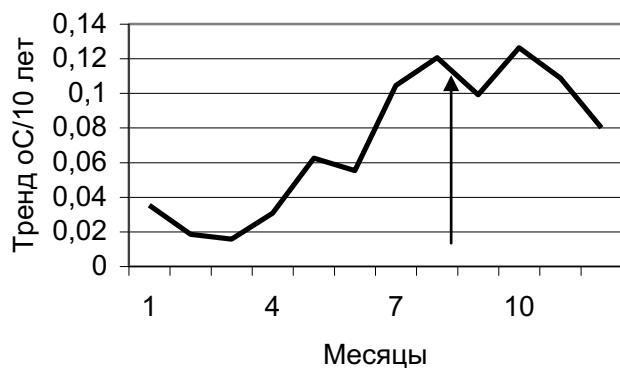
Тип 3



Тип 4



Тип 5



Тип 6

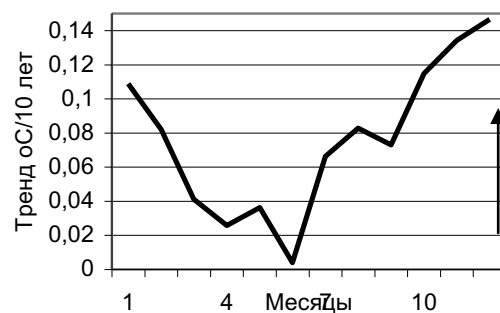


Рис.2.15. Типовые изменения годового хода трендов температуры воздуха по заданным эталонам ( $^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ ) . 1920-2005г

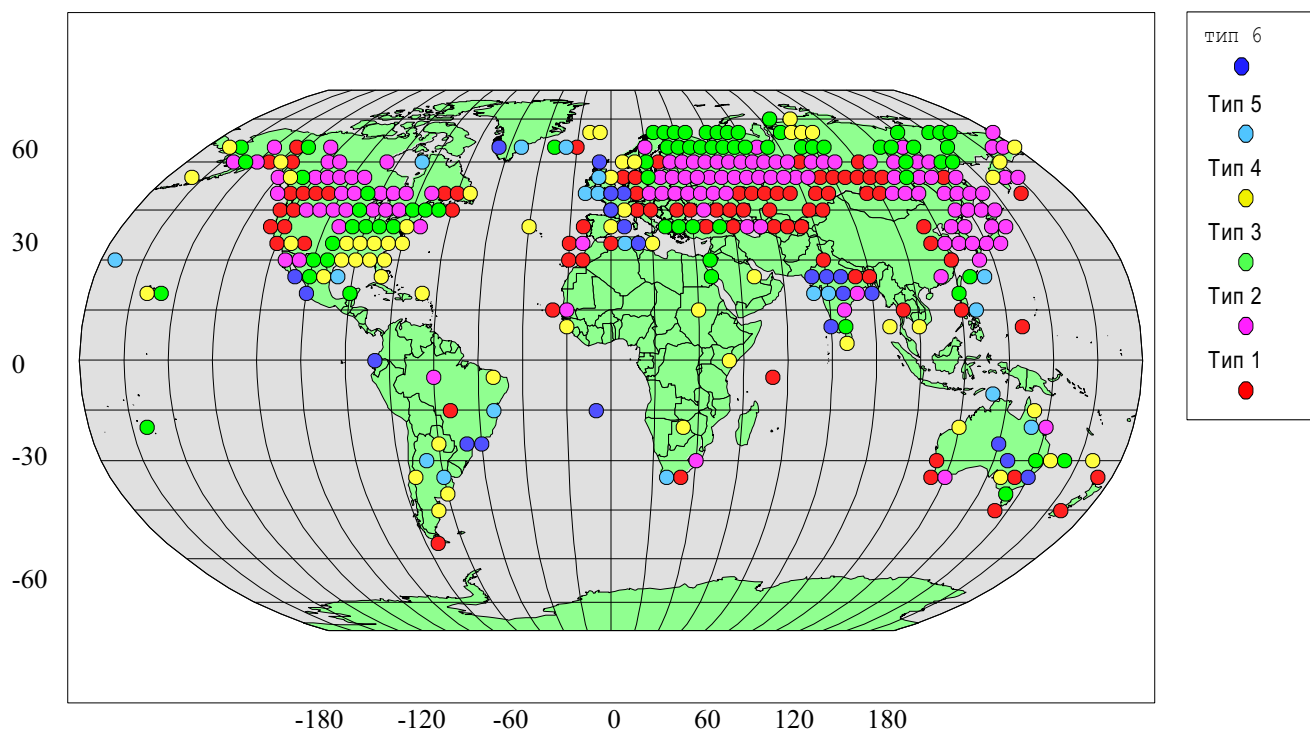


Рис.2.16. Пространственное распределение заданных типов сезонной структуры трендов (синусоидальные типы) 1920-2005.

Полученное сходство результатов по естественным и по заданным эталонам, позволяет применять заданные эталоны в последующем анализе трендов за 1974-2005 годы и получить при этом сопоставимые результаты. Заданные аналогично эталоны для поиска типов на новом отрезке ряда, позволяют увидеть пространственное распределение трендов с известной сезонной структурой и сопоставить результаты с данными за 1920-2005 годы.

#### *Объективная типизация сезонной структуры трендов за 1974-2005 годы*

Наиболее интенсивные изменения климата произошли за последние три десятка лет, этот период требует особого изучения. Кроме того, более развитая сеть наблюдательных станций во второй половине XX века, позволяет выполнить более детальный анализ сезонной и пространственной структуры трендов.

Обработка данных по температуре воздуха за 1974-2005 годы проводилась в полной аналогии с обработкой за 1920-2005 годы (по заданной эталонной сезонной структуре трендов температуры). На рис.2.17 приведена карта распределения типов сезонной структуры трендов за 1974-2005 годы.

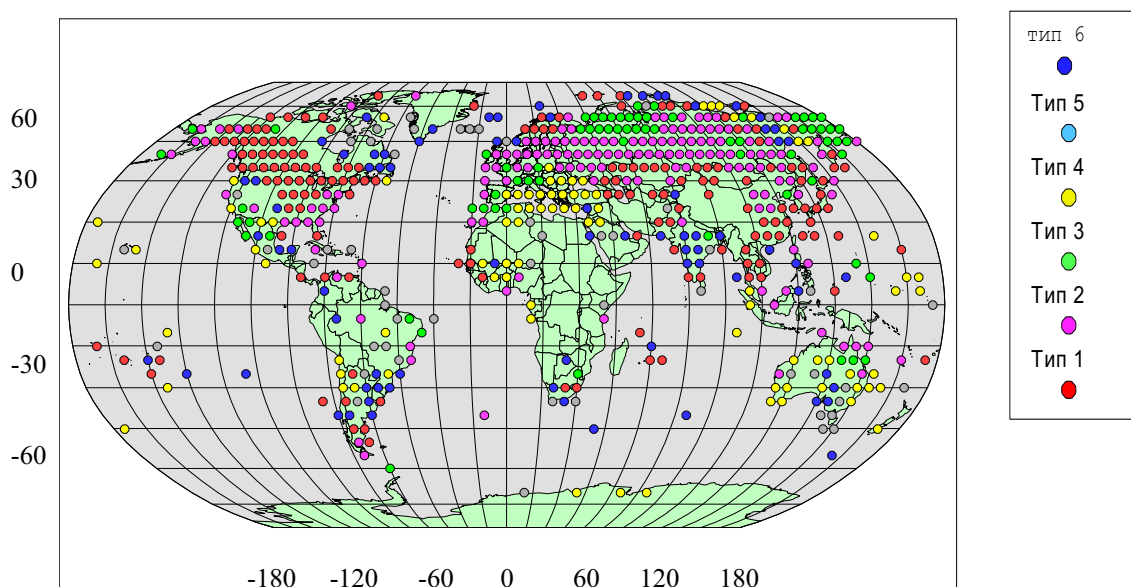


Рис.2.17. Пространственное распределение заданных типов сезонной структуры трендов (синусоидальные типы). 1974-2005гг.

Сравнение с пространственными особенностями трендов за 1920-2005 годы показало следующие результаты. На внутриконтинентальной части материков северного полушария принципиальных изменений в последнее тридцатилетие не произошло. Изменения заметны в районах примыкающих к океанам в регионах их усиленного влияния. Это Европа и обширная территория вокруг Средиземного моря, узкая полоса побережья восточной части Азии во всем ее широтном диапазоне, побережье Северного Ледовитого океана, восточное побережье Северной Америки.

В районе Средиземного моря майский тип потепления (тип 3) 1920-2005 годов сменился июльским типом (тип 4) в 1974-2005 годах. В восточной части США июльский тип (тип 4) сменился мартовским типом (тип 2). На востоке Азии второй тип сменился на третий в северной части и на первый в



южной части. По северу Азии и всему Южному полушарию сравнения делать сложнее из-за недостатка данных.

Для анализа зональности повторяемости типов в 1974-2005 годах, вычислена повторяемость каждого типа по широтным зонам Северного полушария (табл.2.2).

Таблица 2.2 показывает, что сезонная структура трендов имеет выраженную зональность, каждый из шести типов сезонных изменений трендов преимущественно локализуется в узкой широтной зоне.

Таблица. 2.2

Повторяемость (в %) типов годового хода трендов температуры по географическим широтам Северного полушария по данным за 1974-2005гг.

| Географическая широта | Тип 1 | Тип 2 | Тип 3 | Тип 4 | Тип 5 | Тип 6 |
|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 80                    | 2.7   | 0.7   | 0     | 0     | 0     | 7.7   |
| 75                    | 4.1   | 0.7   | 3.1   | 5.4   | 3.4   | 5.8   |
| 70                    | 4.7   | 6.5   | 21.5  | 5.4   | 6.9   | 9.6   |
| 65                    | 8.1   | 10.1  | 24.6  | 1.8   | 20.7  | 5.8   |
| 60                    | 6.8   | 18.8  | 9.2   | 3.6   | 10.3  | 11.5  |
| 55                    | 5.4   | 22.5  | 7.7   | 0     | 3.4   | 5.8   |
| 50                    | 18.2  | 12.3  | 3.1   | 1.8   | 0     | 5.8   |
| 45                    | 12.8  | 6.5   | 7.7   | 10.7  | 0     | 3.8   |
| 40                    | 8.1   | 5.8   | 4.6   | 16.1  | 3.4   | 1.9   |
| 35                    | 6.1   | 4.3   | 7.7   | 14.3  | 3.4   | 3.8   |
| 30                    | 4.1   | 5.1   | 3.1   | 12.5  | 3.4   | 0     |
| 25                    | 6.1   | 0     | 4.6   | 1.8   | 10.3  | 13.5  |
| 20                    | 3.4   | 1.4   | 0     | 3.6   | 17.2  | 9.6   |
| 15                    | 2.7   | 1.4   | 1.5   | 9.7   | 6.9   | 7.7   |
| 10                    | 6.1   | 1.4   | 1.5   | 7.1   | 0     | 3.8   |
| 5                     | 0.7   | 2.2   | 0     | 5.4   | 10.3  | 3.8   |
| 0                     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     |

Январские потепления (тип 1) наиболее часто наблюдаются на широтах 45-50°с.ш. Потепления мартовские (тип 2) - преимущественно на широтах 50-

65°с.ш. В мае потепления (тип 3) наблюдаются еще более севернее, за полярным кругом (65-70 °с.ш.).

Сопоставим географические широты и месяцы потеплений с распределением потока прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, приходящей на горизонтальную площадку ( $\text{Вт/м}^2$ ) [44,63]. Согласно табл. 2.2 потепление в январе происходит на широтах 45-50°с.ш. (тип 1). В этом месяце на этих широтах мал приток прямой солнечной радиации, он составляет около  $150 \text{ Вт/м}^2$  [63]. К весне аналогичное количество солнечной радиации наблюдается уже севернее. Так в марте приток прямой солнечной радиации около  $150 \text{ Вт/м}^2$  наблюдается на широте около 65°с.ш. [63] и потепление в марте (тип 2) наблюдается, судя по таблице 2.2 примерно на тех же широтах 50-65°с.ш. В конце весны столь малое количество приходящей радиации наблюдается в самых высоких широтах [63] и слабое потепление в конце весны (тип 3) наблюдается (табл.2.2) на широтах 65-70 °с.ш., а еще севернее - нет данных.

Осенью, потепление появляется на широтах 60-65°с.ш. опять, когда мал приток прямой солнечной радиации на этих широтах - около  $150 \text{ Вт/м}^2$  [63 ]. Во всех перечисленных случаях потепление обнаружено в тех сезонах и тех районах, где мал приток солнечной радиации и радиационный баланс может быть отрицательным. Возможно, что перемещение положительных трендов по сезонам и географическим широтам следует за сезонными перемещениями условий, при которых парниковый эффект заметен при отсутствии большого притока солнечной радиации. В разделе 2.4 этот вопрос будет рассмотрен подробнее.

На широтах южнее 45°с.ш. прослеживаются изменения сезонной структуры тренда, имеющие, возможно, другую природу. На широтах 30-45° с.ш. преобладает годовой ход трендов типа 4, с юга к указанной зоне примыкает зона 20-25°с.ш. с преобладающими типами 5 и 6. Тип 4 характеризуется слабым летним потеплением и заметным зимним

похолоданием. Проследим за интервалом похолодания, как наиболее существенной особенностью этого типа сезонной структуры трендов. Похолодание в этом типе наблюдается с декабря по февраль, когда приток прямой солнечной радиации на этих широтах составляет  $300-400 \text{ Вт/м}^2$ . Типы 5 и 6 характеризуются осенними потеплениями и самыми низкими (около 0) значениями трендов весной. На этих широтах весной приток прямой солнечной радиации также составляет  $300-400 \text{ Вт/м}^2$ . Похолодания при больших значениях инсоляции могут возникать при экранизации атмосферы от приходящей радиации, например облачностью.

Итак, многолетние тренды температуры воздуха, вычисленные в разные месяцы, в совокупности показывают наличие годового хода трендов. На всех станциях Земли изменение величины температурного тренда в течение года по месяцам характеризуется полной волной с одним максимумом в некотором сезоне и одним минимумом в противоположном сезоне года. В разных регионах различные типы годового хода трендов отличаются между собой сдвигом фазы наступления сезонов с потеплением и похолоданием климата.

Зимние, весенние и частично летние потепления климата имеют выраженный зональный характер.

В зону зимнего потепления климата входят регионы Северной Америки и Евразии на широтах  $45-50^\circ$ . Имеются некоторые долготные особенности трендов вблизи океанов, нарушающие зональность.

Потепления, наблюдающиеся весной, занимают широтную зону  $50-65^\circ$  – это севернее зоны зимнего типа потепления. А в конце весны потепления наблюдаются еще севернее – на широтах  $65-70^\circ \text{ с.ш.}$

Сезонные и широтные особенности наибольших и наименьших трендов температуры взаимосвязаны. Перемещение положительных трендов по сезонам и географическим широтам следует за перемещением сезонных и

широтных условий, при которых нет большого притока солнечной радиации и радиационный баланс мал или отрицательный.

## 2.4. Изменчивость климата на Земле

По данным [36] современное глобальное потепление сопровождается усилением изменчивости и экстремальности климата на Земле. Между тем необходимо различать изменчивость климата в пространстве и во времени с учетом сезонов года.

### *Изменчивость климата во времени по оценкам за 1945-2004 годы*

Оценки временной климатической изменчивости вычислены по двум 30-летним интервалам лет: 1945-1974 и 1975-2004 годы по станциям Северного полушария Земли. Для подробного анализа столь длительного интервала лет достаточное количество станций имеется только по Северному полушарию.

Первый интервал лет охватывает годы временного небольшого похолодания глобального климата (см. раздел 1.1) с относительно низкими значениями температуры, а второй – годы наиболее интенсивного потепления климата и высоких значений температуры воздуха. По каждому интервалу выделен линейный тренд температуры и получены отклонения от него на каждый год, как разность между исходными и трендовыми значениями. По значениям отклонений (остатков после исключения трендов) на каждом интервале лет отдельно вычислены среднеквадратические отклонения  $\sigma_1$  за 1945-1974 годы и  $\sigma_2$  за 1975-2004 годы. Разность между ними  $\delta = \sigma_2 - \sigma_1$  по каждой станции Северного полушария наносилась на карту. Значения  $\delta$  являются показателями изменчивости климата, их увеличение означает усиление межгодовой изменчивости температуры в последнем тридцатилетии по сравнению с предшествующим. На рис.2.18 показаны карты пространственного распределения временной изменчивости температуры по месяцам.

Усиление изменчивости наиболее остро влияет на человека и его хозяйственную деятельность, так как рост межгодовой изменчивости сопровождается ростом экстремальности климата.

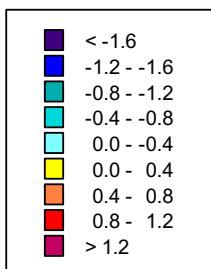
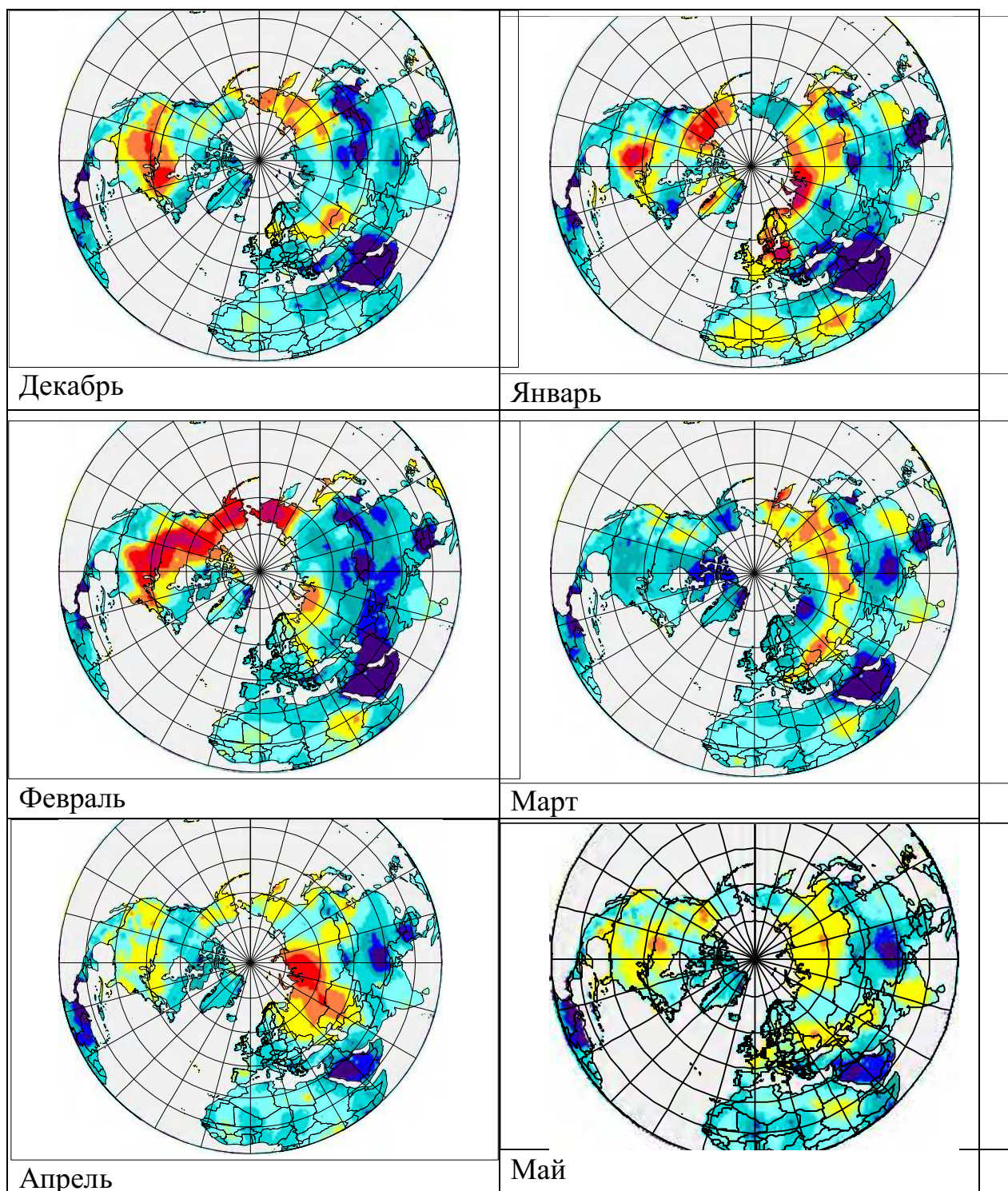


Рис. 2.18 а. Изменчивость климата за последние два тридцатилетия.



Карты (рис.2.18) показывают, что рост изменчивости климата происходит только в ограниченных регионах полушария.

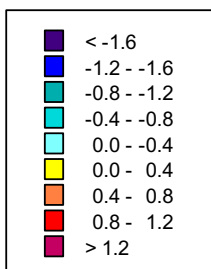
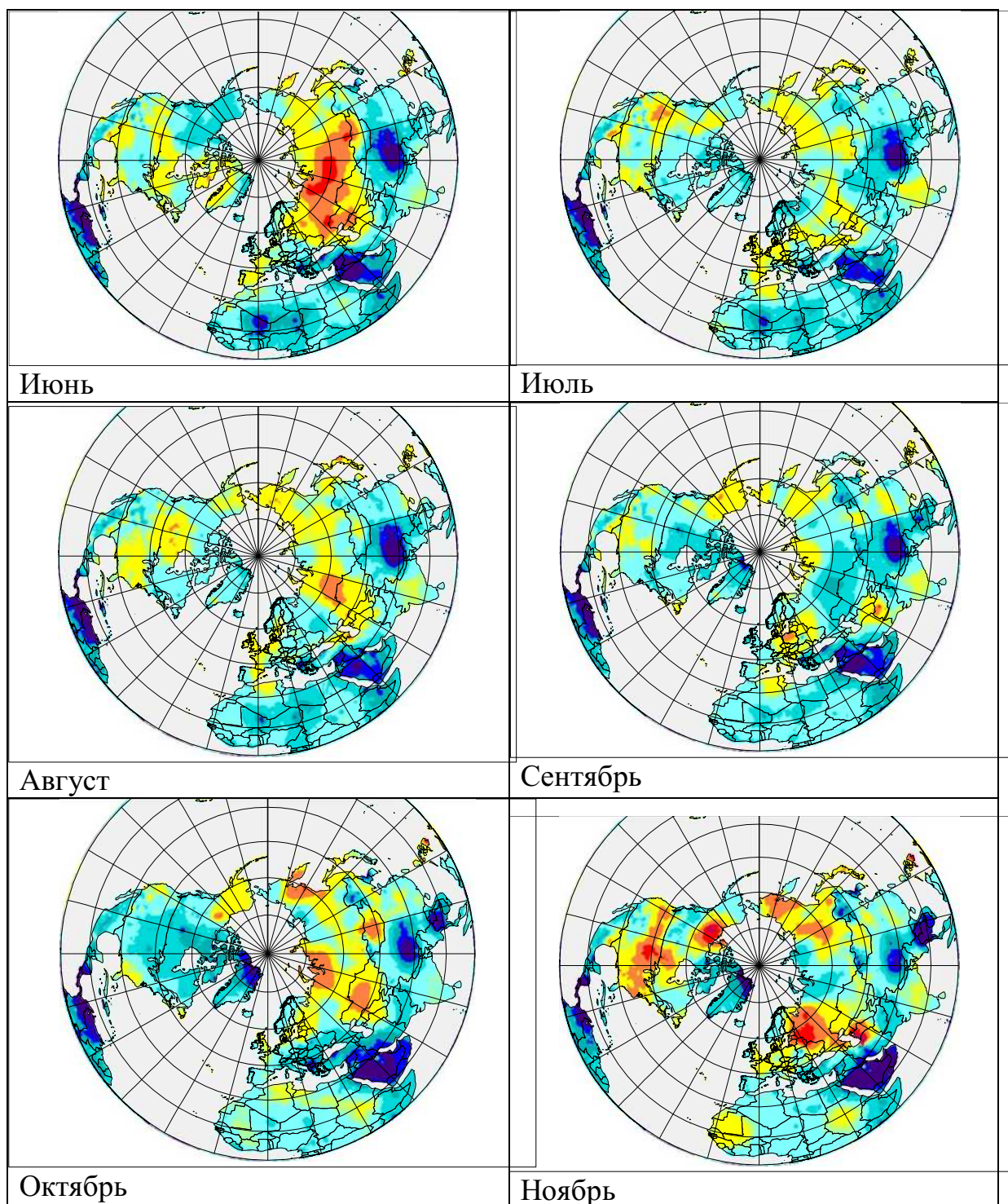


Рис. 2.186. Изменчивость климата за последние два тридцатилетия.

Так в декабре наибольший рост изменчивости наблюдается на севере США, на юго-востоке Канады, на Дальнем Востоке, в Восточной Сибири и в Поволжье.

На значительно большей оставшейся части территории полушария изменчивость мало изменилась или уменьшилась. В другие месяцы соотношение площадей занятых усилением изменчивости и площадей, занятых ее ослаблением, всегда характеризует преобладание площади территории с ослаблением изменчивости. Для краткости далее будут указано местоположение только областей усиления изменчивости.

В январе изменчивость климата усилилась на северо-западе Канады, на территории всей зарубежной Европы и на севере Европейской территории России и Восточной Сибири, а так же на территории Восточной Сибири.

В феврале наибольший рост изменчивости наблюдается на территории США, включая Аляску, в Канаде, на Дальнем Востоке и в России в районе северных Европейских морей.

В марте усиление изменчивости произошло преимущественно на территории России. На карте полоса увеличения изменчивости охватывает юг ЕТР, Восточной и Западной Сибири и весь Дальний Восток.

В интервале с апреля по октябрь, только в июне произошло заметное усиление изменчивости. Область усиления изменчивости в июне почти вся находится на территории России.

А в ноябре наибольший рост изменчивости наблюдался на территории США, частично в Канаде, на Дальнем Востоке, в Восточной Сибири и в зарубежной Европе.

На остальных территориях во всех месяцах года произошло уменьшение изменчивости.

В целом на полушарии по всем месяцам года рост изменчивости наблюдается на ограниченных территориях преимущественно в средних и

высоких широтах, а в низких широтах чаще наблюдается ослабление межгодовой изменчивости.

Сравнение карт разных месяцев показывает, что усиление изменчивости произошло на ограниченных территориях в холодные месяцы года с ноября по февраль и в переходный месяц между холодным и теплым полугодиями – июнь.

*Изменчивость климата во времени за 1974-2005 годы. Оценки по многолетним трендам в экстремумах разного знака*

При анализе по более коротким рядам, например по таким, которые имеются по станциям Южного полушария, нет возможности для сравнения дисперсий остатков по двум выборкам. Для коротких рядов можно применить другой метод, описанный в разделе 1.3. Его оценки отражают изменение во времени амплитуды межгодовой изменчивости климата за последние 30 лет.

Увеличение изменчивости во времени проявляется в увеличении экстремумов разного знака в отклонениях от тренда. Если по каждой станции анализировать отдельно ряды, составленные из положительных и отрицательных отклонений и по каждому из них отдельно вычислять тренды, то при усилении изменчивости должно обнаружиться увеличение по модулю значений трендов в положительных и отрицательных отклонениях. Такой метод позволяет получить оценки изменчивости климата во времени за последние 30 лет и получить глобальные карты межгодовой изменчивости этого интервала лет.

В качестве рядов использовались наблюдаемые на станциях погоди́чные среднемесячные значения температуры воздуха одноименных месяцев. Анализ проводился отдельно по месяцам. Для каждой станции по каждому ряду вначале вычислялось уравнение линейного тренда и трендовые значения ряда по этому уравнению на каждый год. Погоди́чные разности между значениями исходного ряда и трендовыми значениями в



соответственные годы дали погодичные значения отклонений температуры от тренда. На основе данных одноименных месяцев по каждой станции выборка лет с положительными отклонениями составила ряд положительных отклонений (р) температуры заданного месяца, а выборка лет с отрицательными отклонениями составила ряд отрицательными отклонений (n) температуры заданного месяца. По каждому из двух составленных рядов также вычислялись уравнения трендов, одно из которых описывало тенденцию многолетнего изменения положительных отклонений  $t_p$ , а другое - тенденцию многолетнего изменения отрицательных отклонений  $t_n$  температуры от тренда исходного ряда.

Ранее вычисленный тренд исходного ряда характеризовал тенденцию многолетних изменений температуры, а новые тренды отклонений характеризуют тенденцию роста или ослабления величины отклонений, т.е. рост или ослабление изменчивости. Увеличение со временем положительных отклонений ряда и (или) модуля отрицательных отклонений означает увеличение изменчивости климата.

Уравнение тренда положительных отклонений запишем

$$t_p(i) = a_p(i) + b_p,$$

а уравнение тренда отрицательных отклонений

$$t_n(j) = a_n(j) + b_n.$$

Различия (разность) в этих трендах характеризуют тенденцию изменчивости ряда  $t_l$ . За количество лет равное  $f$  тренд изменчивости составит  $t_l = (a_p - a_n) f$ .

Достоверность тренда изменчивости  $a_l$ , вычисленного таким образом, оценивалась с учетом дисперсий  $D_p$  и  $D_n$  рядов отклонений. За достоверные принимались такие тренды изменчивости, величина квадрата которых была больше суммы дисперсий рядов исходных положительных (р) и отрицательных (n) отклонений:

$$(t_l)^2 > (D_p + D_n)$$

Отсюда условием достоверности трендов изменчивости является:

$$|a_p - a_n| > \frac{\sqrt{(D_p + D_n)}}{f}$$

Расчеты оценок изменения межгодовой изменчивости по описанному методу выполнены по 11187 станциям Земли за 1974-2005 годы. Результаты представлены по выборочным месяцам на рис. 2.19-2.27. Положительные значения оценок показывают увеличение амплитуды межгодовых отклонений температуры от тренда изменений климата, т.е. увеличение изменчивости климата во времени.

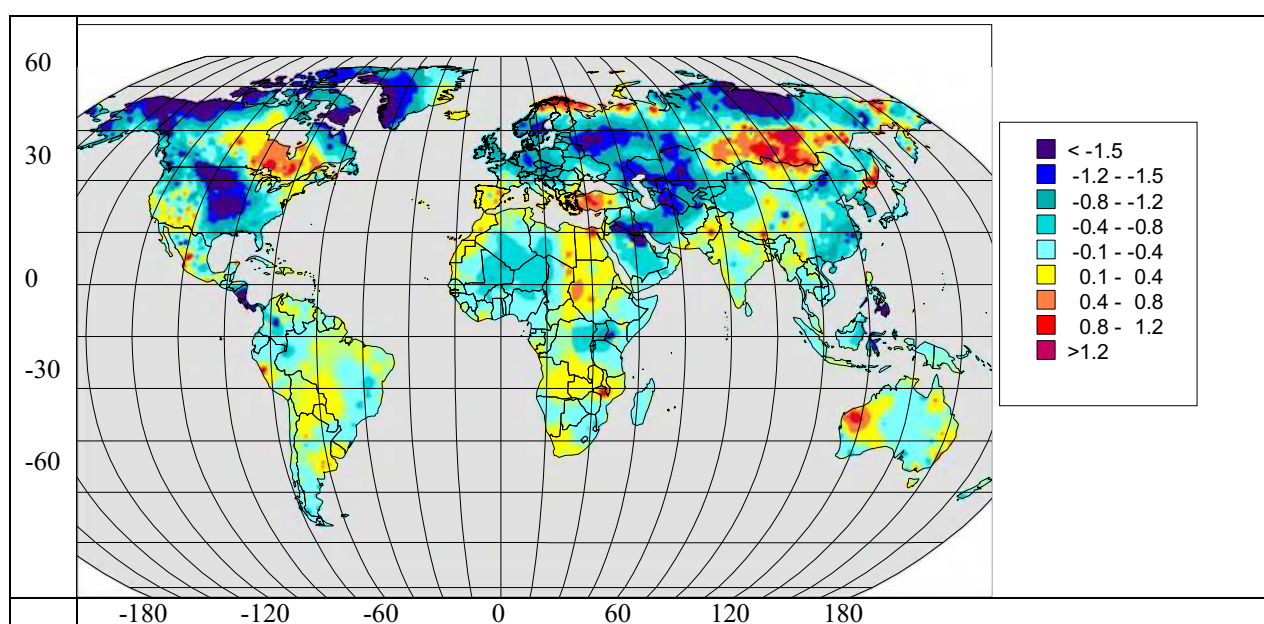


Рис. 2.19. Оценки временной изменчивости за 1974-2005 годы (°C/10 лет). Январь

В январе изменчивость климата усилилась на северо-западе Канады, на севере Европы, на юге Восточной Сибири и частично на Дальнем Востоке, а также на территории Турции, на северо-западе Африки и в восточной части Австралии. В других регионах Земли временная изменчивость не увеличилась или уменьшилась. На рис.2.20 приведены географические точки, в которых оценки временной изменчивости статистически достоверны с вероятностью более 95%. Значимые точки охватывают все регионы мира.

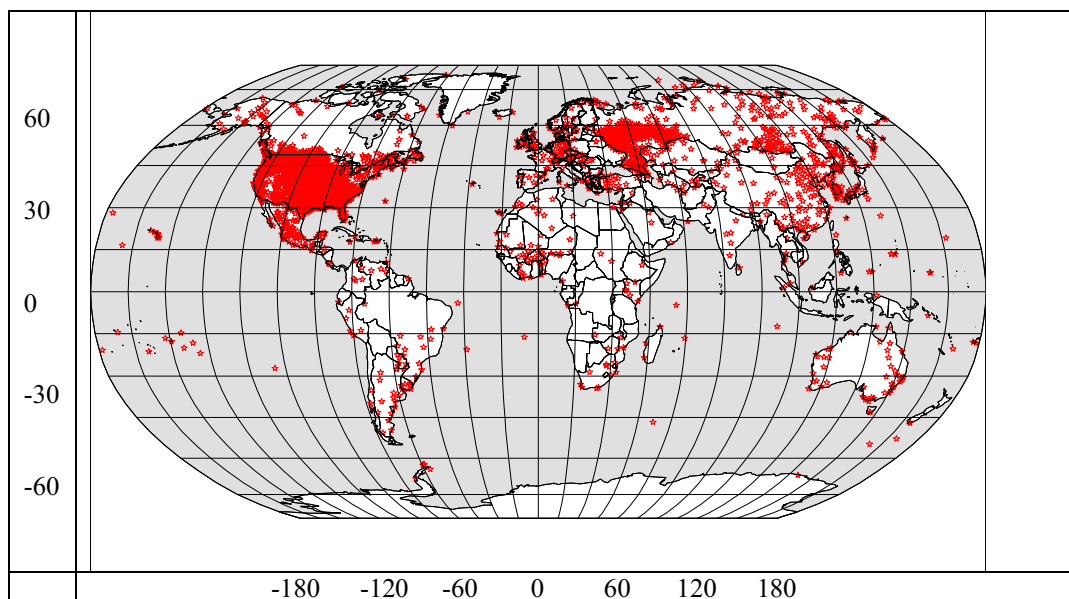


Рис. 2.20. Станции со значимыми оценками временной изменчивости.

Январь

По другим месяцам далее все выводы будут основаны на статистически достоверных оценках, а карты расположения станций с достоверными оценками приводиться не будут.

Временная изменчивость в феврале (рис.2.21) во многих регионах мира заметно отличалась от январской.

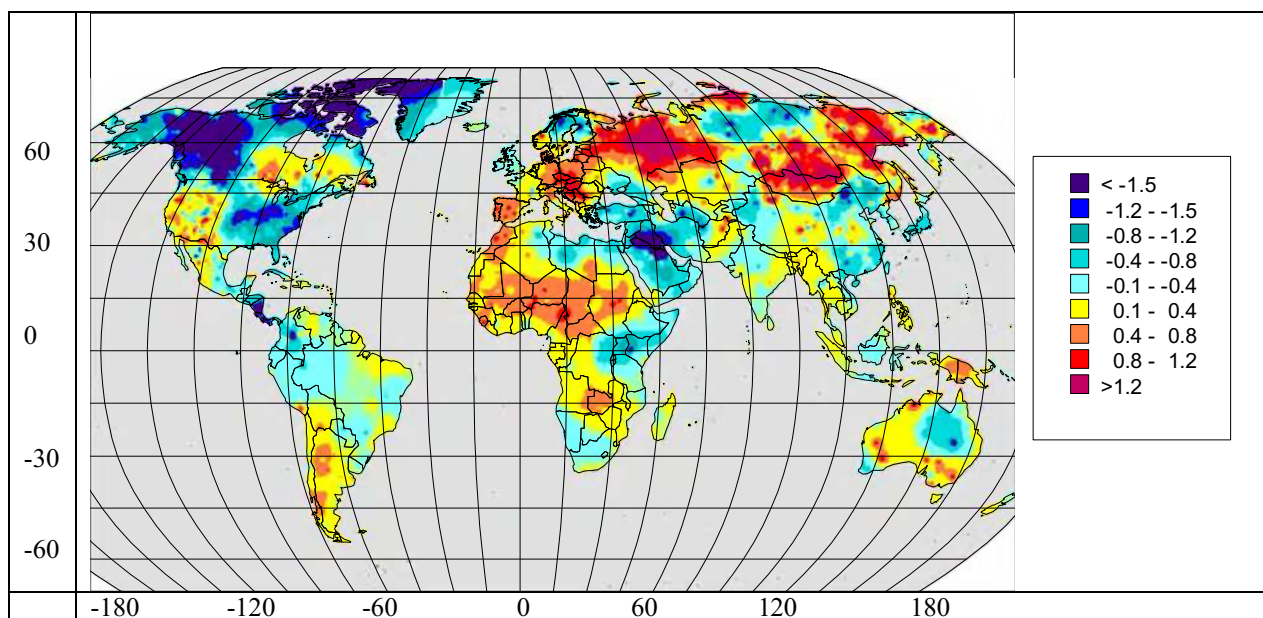


Рис. 2.21. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет).

Февраль

Большой рост изменчивости наблюдался во многих регионах Восточного полушария. К районам усиления изменчивости относится вся Евразия севернее  $55^{\circ}$ с.ш., большая часть Африки и юго-восточная половина Австралии. В западном полушарии усиление изменчивости наблюдалось частично на западе США, на востоке Канады и юге Южной Америки. А самые заметные уменьшения изменчивости наблюдались на севере и северо-западе Северной Америки.

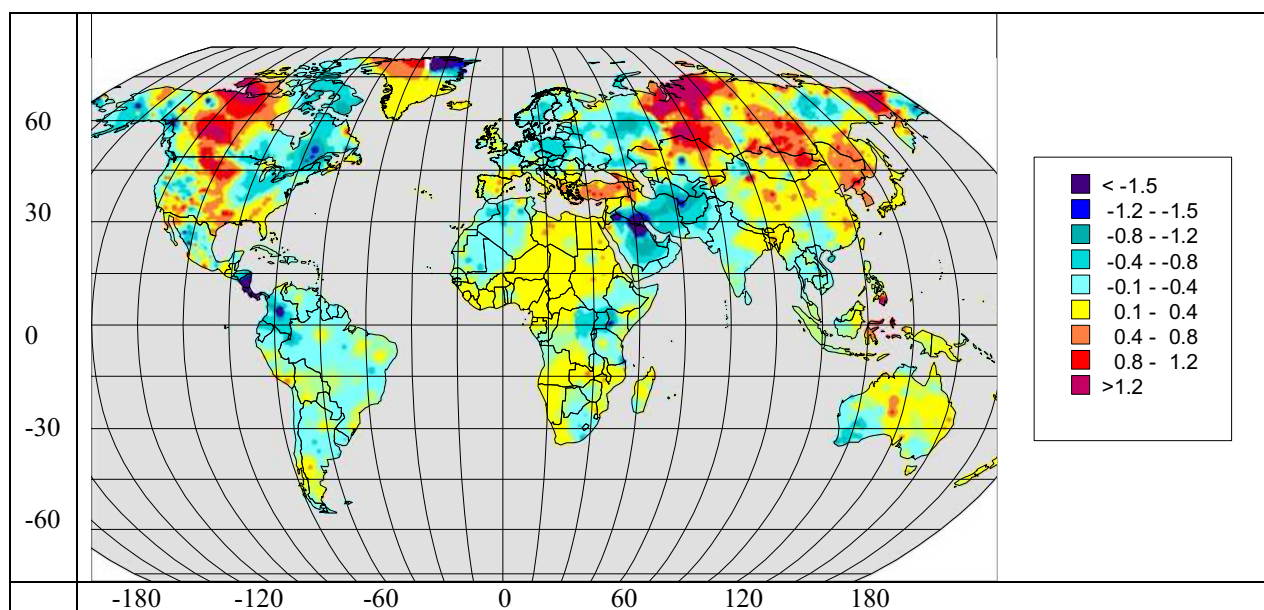


Рис. 2.22. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет). Март

В марте (рис.2.22) усиление изменчивости произошло преимущественно на территории Азиатской части России и на прилегающих с юга территориях, а также в США и Канаде в низинных районах, прилегающих к Скалистым горам с востока.

В интервале с апреля по октябрь, только в июне и июле (рис.2.23, 2.24) произошло усиление изменчивости. Области усиления изменчивости климата в июне занимают огромные территории в России, Казахстане, Индии и Египте, а также в центре Северной Америки.



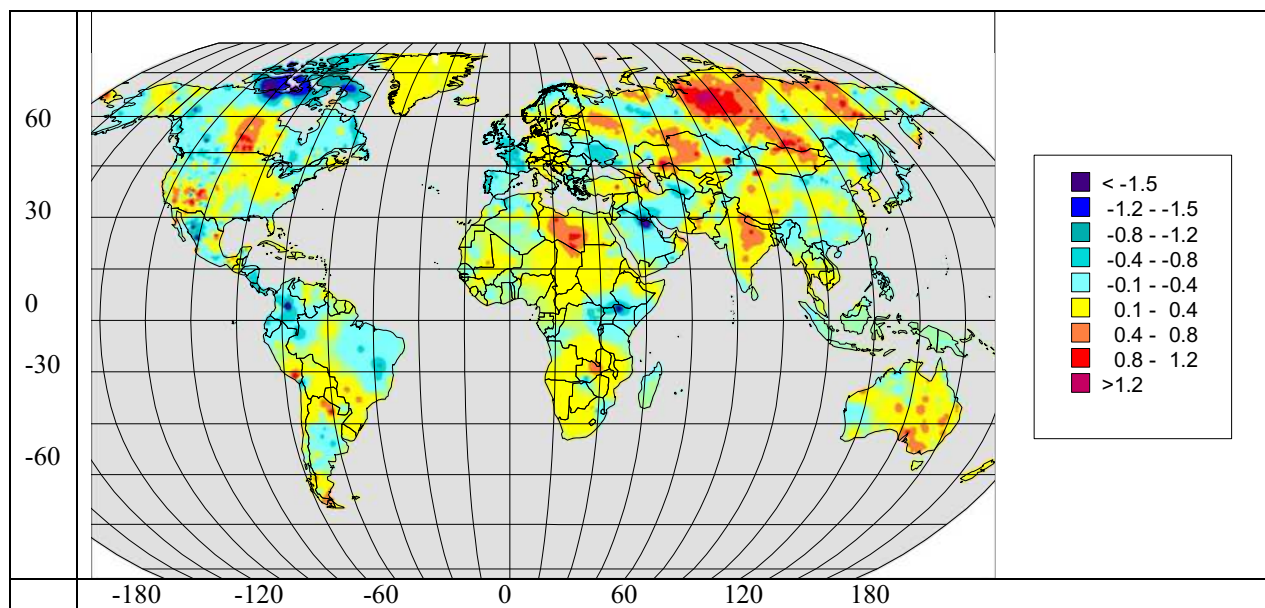


Рис. 2.23. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет). Июнь

В июле области усиления изменчивости климата смещаются, но их распределение по континентам и общая их площадь остается примерно такой же как в июне.

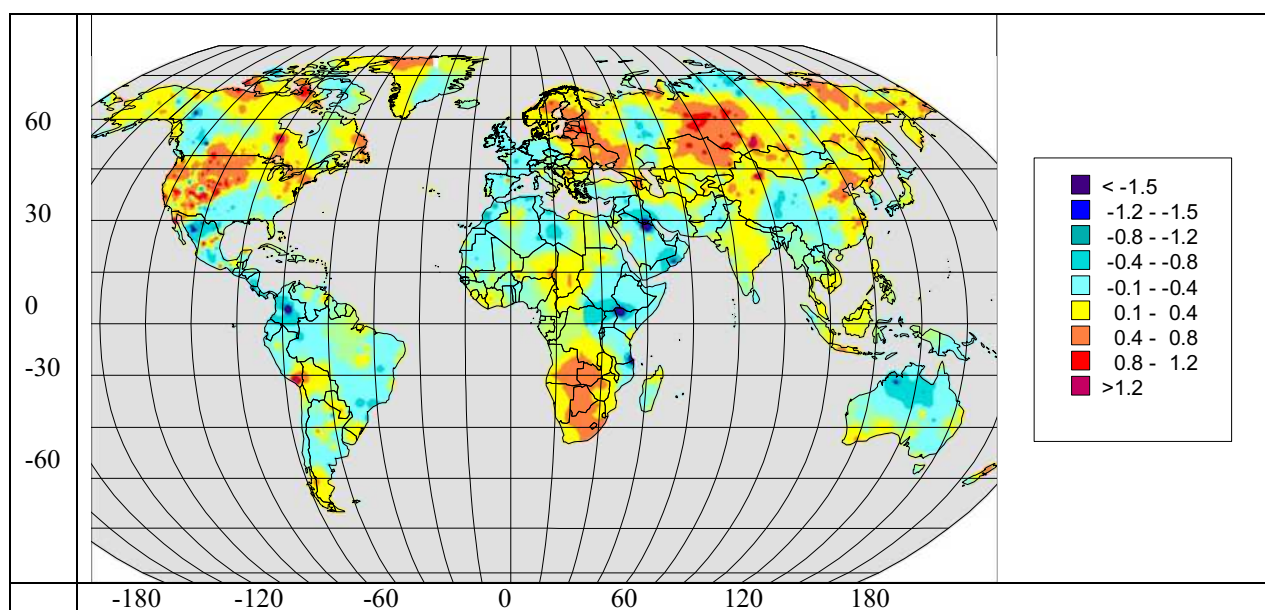


Рис. 2.24. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет). Июль

В октябре и ноябре (рис.2.25, 2.26) усиление изменчивости климата охватывает сначала Западную Европу, а затем и всю Европу. В Северной Америке усиление изменчивости в октябре-ноябре наблюдалось сначала на

Аляске и восточнее Скалистых гор, а затем перешло на район Великих озер, а также охватило всю территорию США.

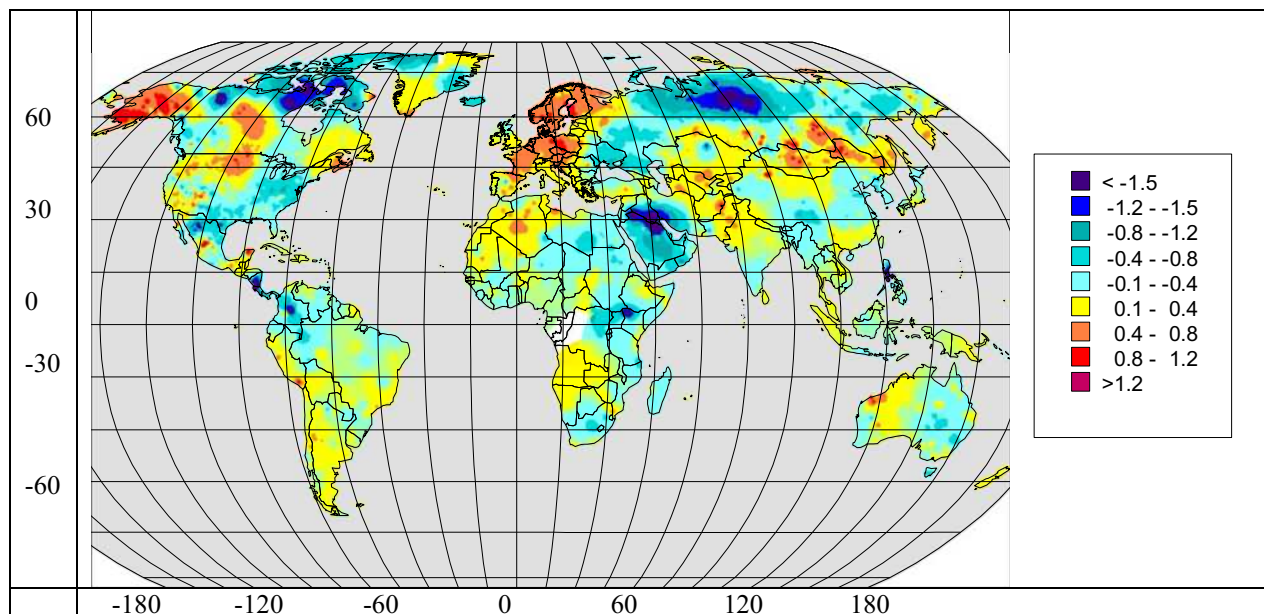


Рис. 2.25. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы (°C/10лет).

Октябрь

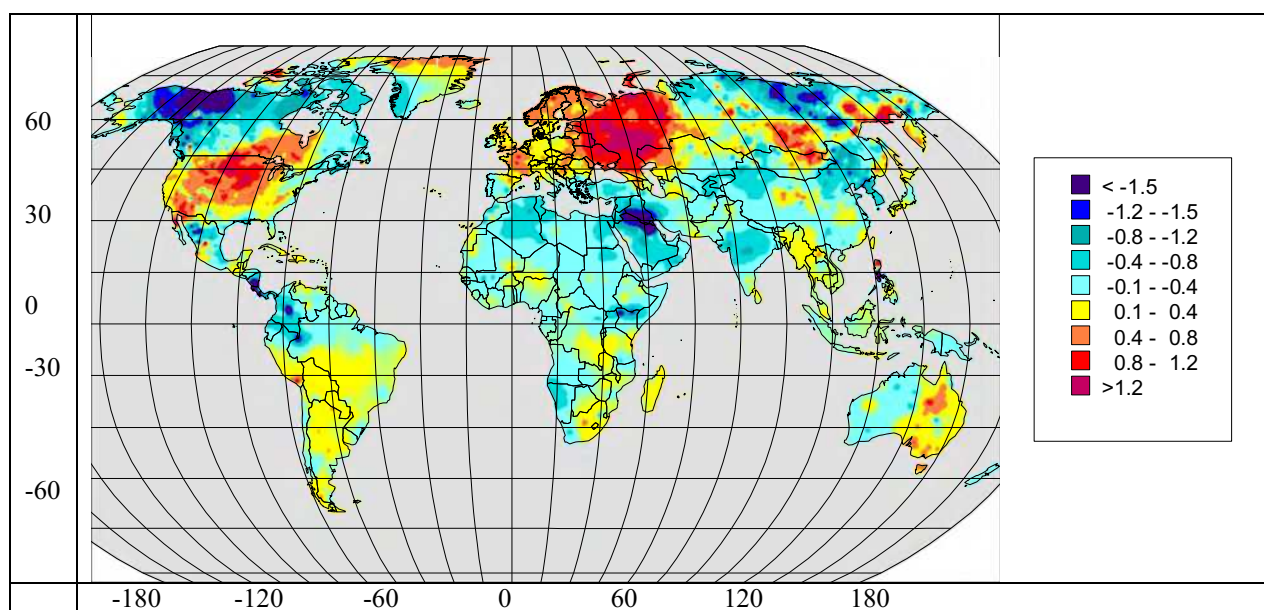


Рис. 2.26. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы (°C/10 лет). Ноябрь

В декабре (рис.2.27) на территории Северной Америки области усиления изменчивости повторяют расположение мартовского пространственного распределения.

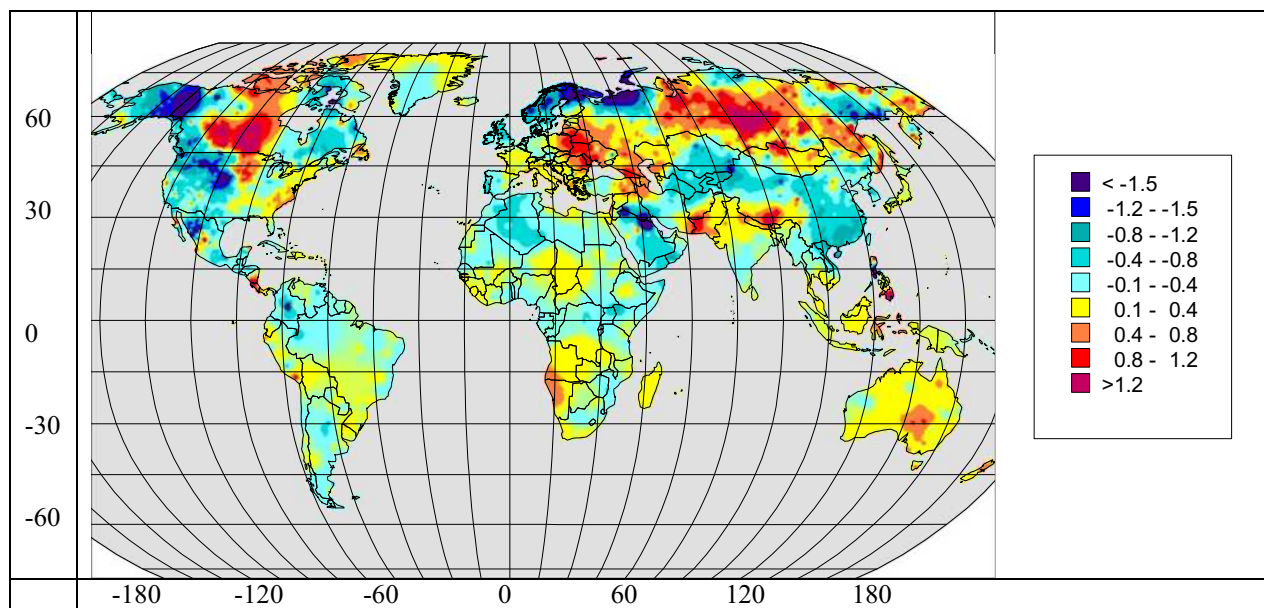


Рис. 2.27. Тренды временной изменчивости за 1974-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет).

Декабрь

А в Евразии в декабре область усиления изменчивости проходит полосой от Восточной Европы до Дальнего Востока за исключением некоторых северных регионов и района, прилегающего к Охотскому морю с северо-запада.

Полученные результаты отражают изменение изменчивости только за последние три десятилетия, в отличие от результатов, которые показывали изменение изменчивости за два соседних тридцатилетия. Поэтому они не совсем совпадают.

### *Пространственная изменчивость климата на Земле*

Изменения климата происходят неравномерно в различных регионах Земли, поэтому в пределах некоторой территории пространственные различия климата могут усиливаться или ослабляться. С практической точки зрения негативным последствием таких изменений является переход к несвойственному для каждой территории климату.

В настоящей работе оценкой пространственной изменчивости климата является пространственное среднеквадратическое отклонение поля среднемесячной температуры воздуха ограниченного региона на каждый заданный год. А последовательность полученных по годам значений

пространственных среднеквадратических отклонений температуры используется для анализа трендов многолетних изменений пространственной изменчивости климата региона, т.е. пространственной изменчивости.

Для анализа в качестве регионов выбраны скользящие 30 градусные квадраты географической сетки Земли. Квадраты задавались скользящим образом через 5 градусов широты и долготы. В каждом таком квадрате вычислялась оценка многолетнего тренда пространственной изменчивости климата.

На рис.2.28 – 2.31 показаны глобальные карты линейных трендов пространственной изменчивости (среднеквадратического отклонения) среднемесячной температуры, полученные по квадратам географической сетки 30x30° за период 1976-2005 годы. За указанные годы имеется достаточное количество станций по всем регионам, чтобы построить карты по всей Земле, включая Южное полушарие.

На карты выводились значения трендов пространственных среднеквадратических отклонений температуры (в °/10лет) для центральных месяцев сезонов. Так же как и при анализе изменчивости во времени карты (рис. 2.28 – 2.31) пространственной изменчивости показывают, что, несмотря на устойчивое сложившееся представление о росте изменчивости и экстремальности климата на Земле, это справедливо не для любой территории Земли и изменяется по сезонам.



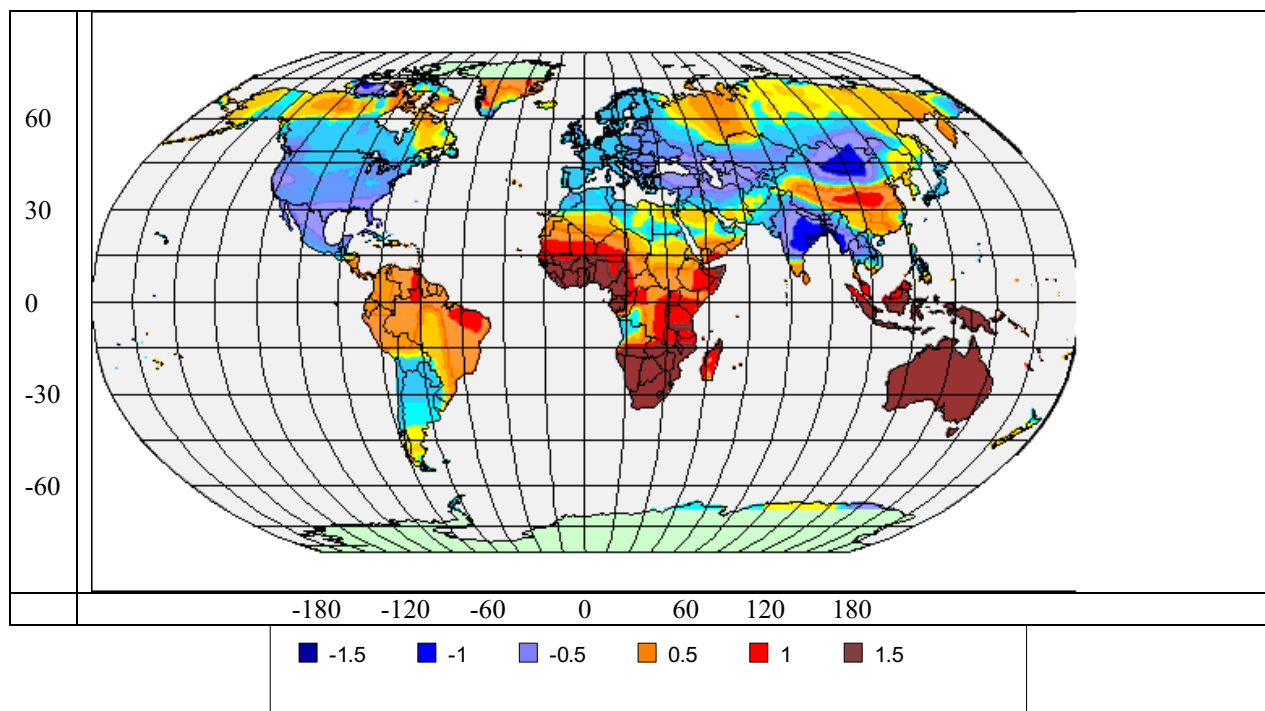


Рис. 2.28. Тренды ( $^{\circ}/10$  лет) пространственного среднеквадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха по квадратам. Январь

В январе рост пространственной изменчивости имеет заметную широтную зональность. Рост изменчивости наблюдается на широтах от  $50^{\circ}$ – $60^{\circ}$ с.ш. до северной границы континентов Северной Америки и Евразии на всех географических долготах и составляет преимущественно  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет. Южнее этой зоны до широт  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ с.ш. – зона отрицательных трендов пространственной изменчивости температуры. Некоторое нарушение зональности заметно в краю величайших гор Азии. Южнее  $15^{\circ}$ – $20^{\circ}$ с.ш. – зона положительных трендов пространственной изменчивости температуры, которая переходит в Южное полушарие и охватывает все южные континенты, за исключением южной части Южной Америки. В указанных экваториальных и субэкваториальных широтах наибольший на планете рост пространственной изменчивости январской температуры, тренд изменчивости составляет от  $0.5$  до  $1.5^{\circ}\text{C}/10$  лет.

На рис. 2.28 видно, что почти на всей территории России тренд пространственной изменчивости положительный. Рост изменчивости

регионального климата всегда сопровождается негативными последствиями в регионах, в данном случае таким регионом оказывается Россия по январским оценкам.

Ранее в публикациях автора [90] уже приводились оценки тенденций изменчивости климата России. За каждый год были вычислены для каждого месяца средние значения температуры  $t$  по 196 станциям России и их дисперсии  $Dt$ . Станции выбраны таким образом, чтобы равномерно охватить всю территорию России. Дисперсии, вычисленные по значениям температур всех станций за месяц, показывают обобщенную пространственную изменчивость температуры в этом месяце на территории России. По вычисленным значениям за каждый год построены графики. На рис.2.29 показаны кривые многолетнего хода средней температуры воздуха и пространственной дисперсии температуры воздуха в России в январе.

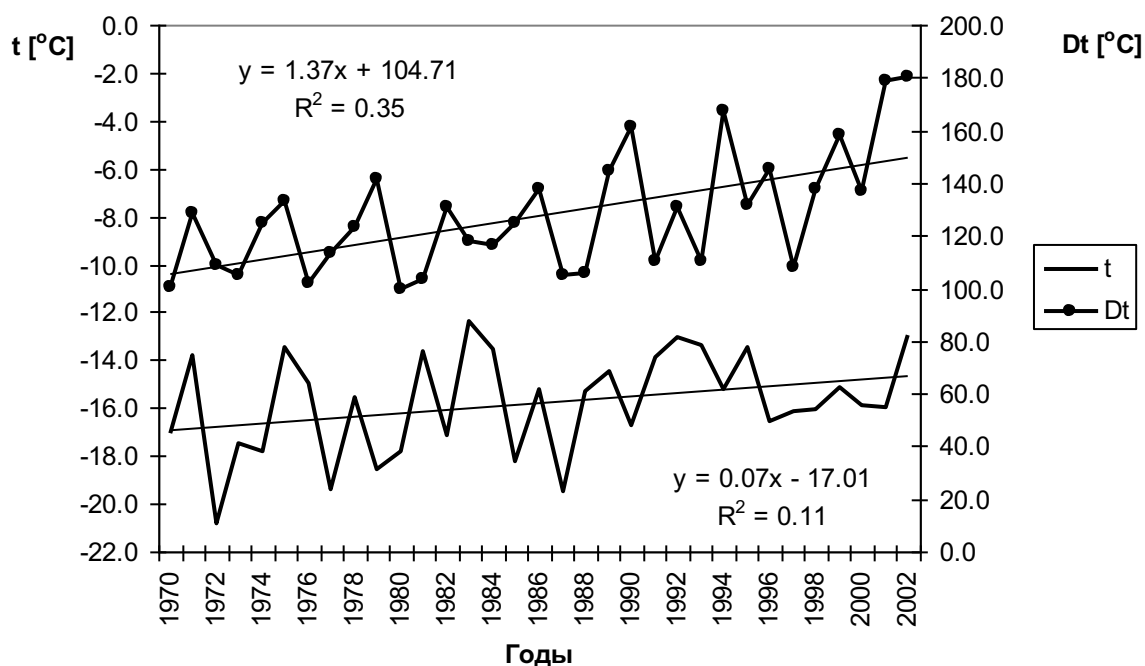


Рис.2.29. Средняя по России температура  $t$  и дисперсия  $Dt$  пространственных изменений среднемесячной температуры воздуха на территории России. Январь

За рассмотренные 30 лет в январе растут значения средней температуры воздуха в России и пространственные дисперсии. На рис. 2.29 приведены уравнения линейных трендов и доля вклада тренда в общую изменчивость ( $R^2$ ) температуры и дисперсию температуры. Судя по наклону линейного тренда, в январе пространственная изменчивости температуры в России растет с годами быстрее, чем средняя температура воздуха.

Вклад тренда в изменение пространственной дисперсии составляет 35%, его статистическая достоверность подтверждается по критерию Стьюдента. Такой ход трендов показывает, что наряду с известной общей тенденцией потепления климата, зимой на территории России еще быстрее растет пространственная изменчивость. Происходят межрегиональные перемещения некогда существовавших там климатических условий. При общей тенденции к потеплению, в одних регионах потепление становится более заметным, а в других регионах происходит похолодание, в этом и заключается рост пространственной изменчивости климата. В целом по России климатические условия становятся менее стабильными.

На карте Земли в апреле (рис.2.30), по сравнению с январем, области отрицательных и положительных трендов изменчивости почти повсеместно смещаются к северу, а зональность их распределения на Земле прослеживается слабее.

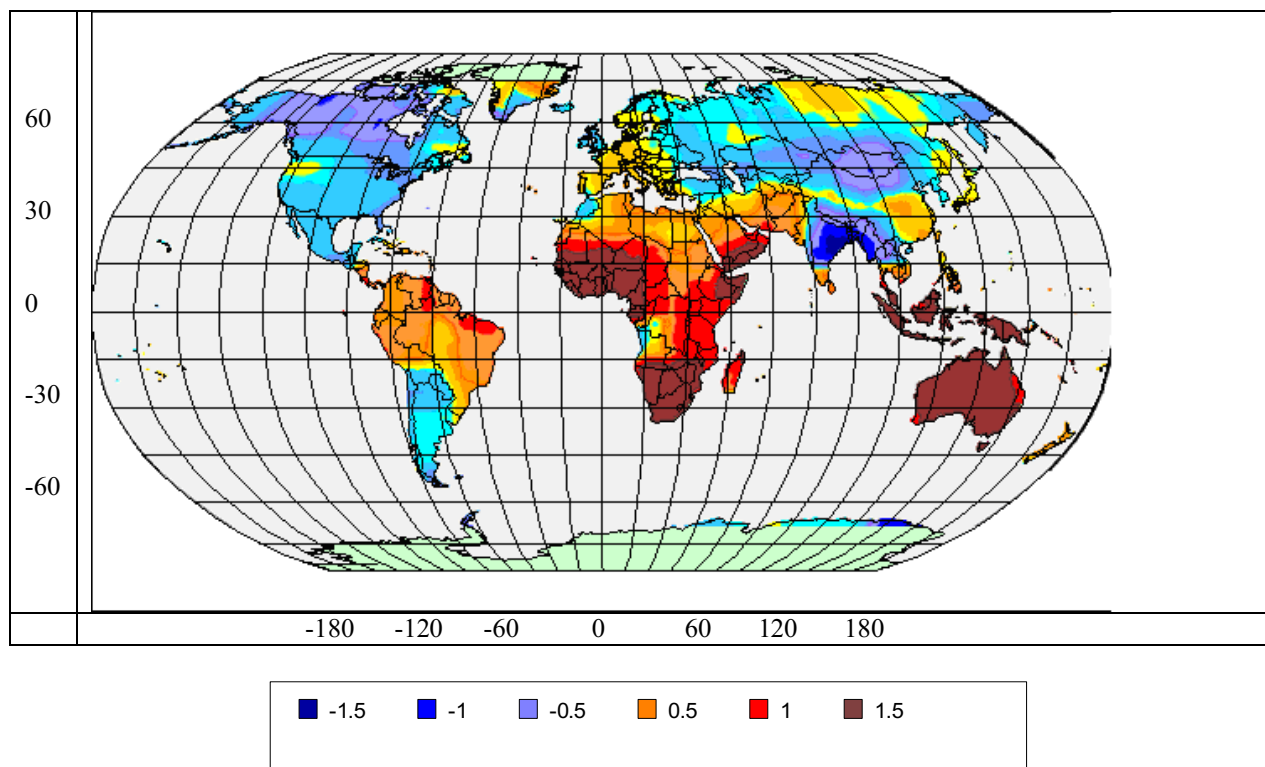


Рис.2.30. Тренды ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) пространственного среднеквадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха по квадратам. Апрель

В результате в Северной Америке положительные тренды высоких широт замещаются отрицательными трендами около  $0.5^{\circ}\text{C}/10$  лет, а в среднеширотной зоне отрицательные тренды изменчивости ослабевают. В Южной Америке в Южной ее части расширяется область отрицательных трендов изменчивости. В Евразии в высоких широтах положительные тренды изменчивости сохраняются в ослабленном виде только на севере Восточной Сибири. А область положительных трендов субэкваториальных широт января расширяется в апреле, так что рост изменчивости охватывает всю Африку, Аравийский полуостров, Иранское нагорье и почти всю Западную Европу. В Австралии и в Океании в апреле, так же как в январе изменчивость климата возрастает до  $1.5^{\circ}\text{C}/10$  лет.

В России тренды изменчивости температуры в апреле слабее, чем в январе.

В июле (рис.2.31) зональность распределения трендов пространственной изменчивости климата не просматривается на карте Земли.

Можно условно выделить в Восточном полушарии полосу положительных трендов пространственной изменчивости климата с наклонной центральной осью, проходящей в направлении Пиренейский полуостров – Австралия. Положительные тренды изменчивости охватывают всю Европу, Африку, Ближний Восток, Австралию и Океанию. В остальной части Азии преобладают отрицательные тренды изменчивости климата, за исключением прибрежных районов северных морей России и Дальнего востока. Там слабые положительные тренды пространственной изменчивости температуры.

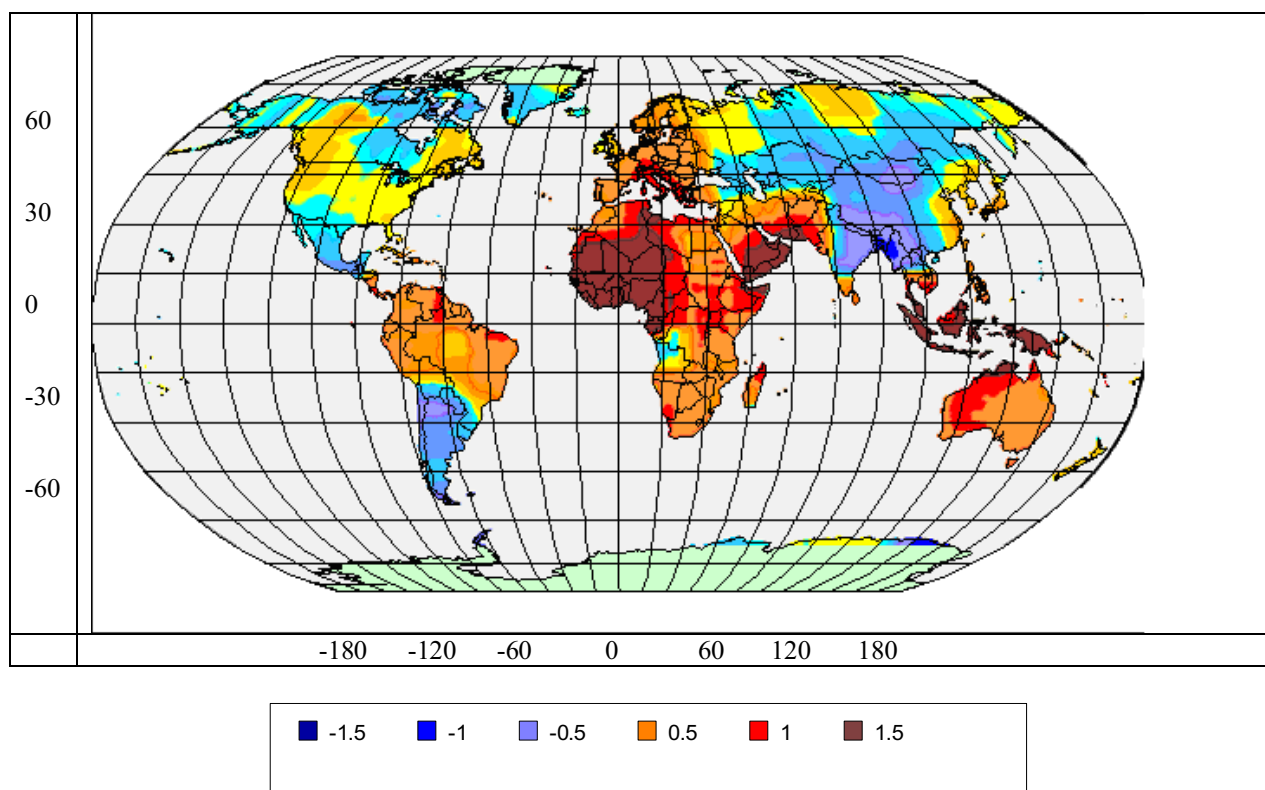


Рис. 2.31. Тренды (°C/10 лет) пространственного среднеквадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха по квадратам. Июль

В Западном полушарии положительные тренды изменчивости проходят полосой от долины реки Маккензи на севере Северной Америки до Бразильского плоскогорья в Южной Америке.

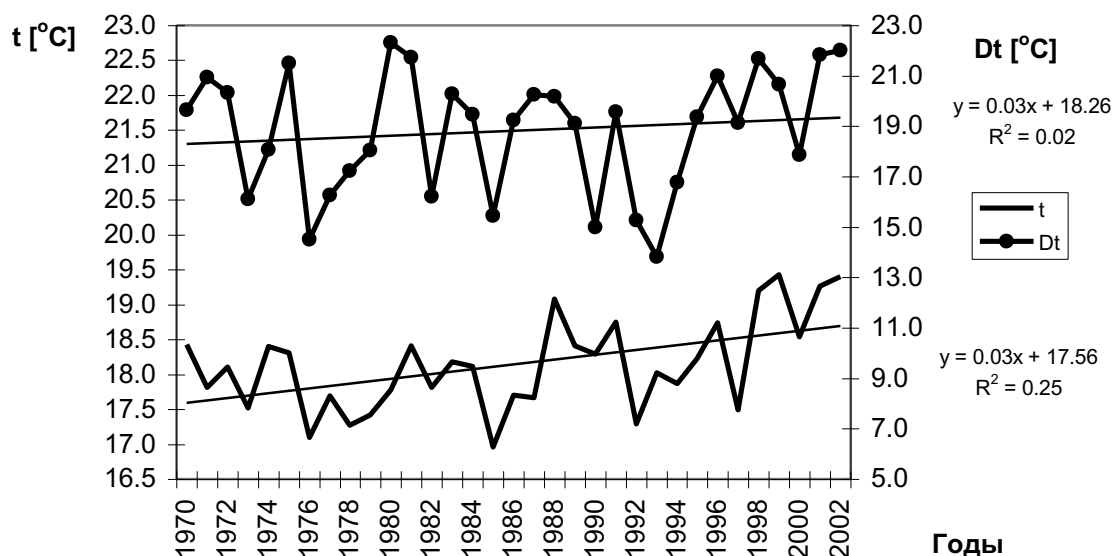


Рис.2.32. Средняя по России температура  $t$  и дисперсии  $dt$  пространственных изменений среднемесячной температуры воздуха на территории России. Июль

По данным 196 станций на территории России в целом в июле тренд температуры воздуха положительный, а тренд пространственной изменчивости температуры слабый и незначимый (рис.2.32).

На карте рис.2.26 видно, что в России летом изменчивость возрастает только в Европейской части и на севере Восточной Сибири.

В октябре (рис.2.33) пространственное распределение трендов пространственной изменчивости климата на Земле сходно с аналогичным распределением в апреле.

В октябре наибольший рост изменчивости наблюдается в поясе от северных до южных субтропиков. В средних и высоких широтах Северного полушария преобладает ослабление пространственной изменчивости климата, за небольшим исключением. В России в этом месяце слабое усиление изменчивости климата наблюдается только на севере Восточной Сибири, на всей остальной части России изменчивость климата в октябре понижается.

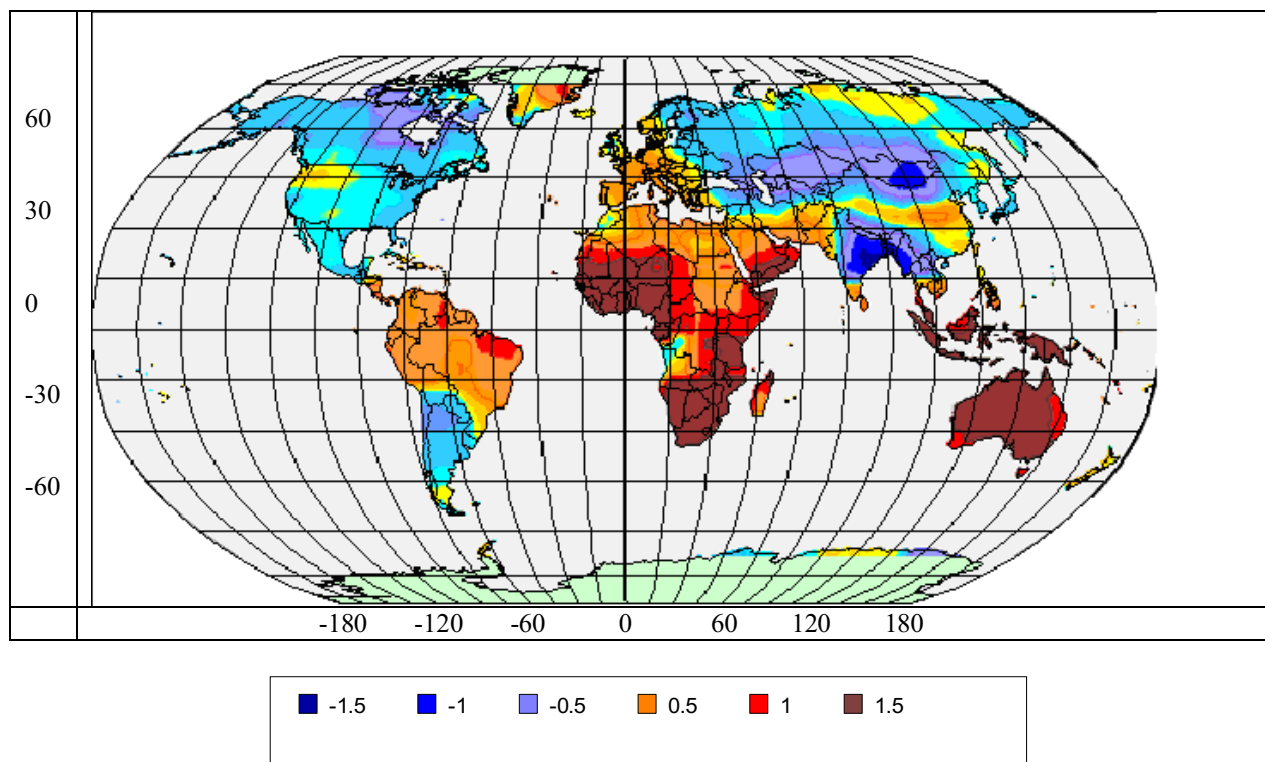


Рис. 2.33. Тренды ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) пространственного среднеквадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха по квадратам. Октябрь

Представленное распределение трендов пространственной изменчивости климата в разных сезонах года показывает, что глобальное потепление приводит к локальным изменениям в структуре климата.

Эти структурные перестройки могут быть следствием изменения интенсивности взаимодействия отдельных элементов климатической системы и сезонных особенностей атмосферной циркуляции, накладывающихся на рельеф.

*Обобщенные сведения о пространственной изменчивости среднемесячной температуры воздуха над северным полушарием ( $0-74^{\circ}\text{с.ш.}$ ).*

Для выделения главных сезонных особенностей в трендах пространственной изменчивости климата географические различия исключались путем обобщенного анализа по всему Северному полушарию Земли.

По месяцам отдельно вычислены на каждый год пространственные дисперсии среднемесячной температуры воздуха над континентами северного полушария по данным в узлах географической сетки 2x2 градуса.

Тренды среднеквадратических отклонений за 1950-2005 годы показаны на рис.2.34 для центральных месяцев сезонов.

В целом на полушарии после 1975 года при наиболее интенсивном глобальном потеплении пространственная дисперсия сильно возросла в летние месяцы (почти в 2 раза) и уменьшилась в остальные месяцы года. В январе отрицательный тренд составил около  $4^{\circ}\text{C}$  за 1950-2005 годы, в переходные сезоны – около  $1^{\circ}\text{C}$ , а июле тренд положительный – около  $5^{\circ}\text{C}$  за 56 лет. Во всех случаях тренды достоверны на уровне 95%. Доля объясненной вариации тренда составила: в январе 73%, в апреле 74%, в июле 96%, в октябре 68%.

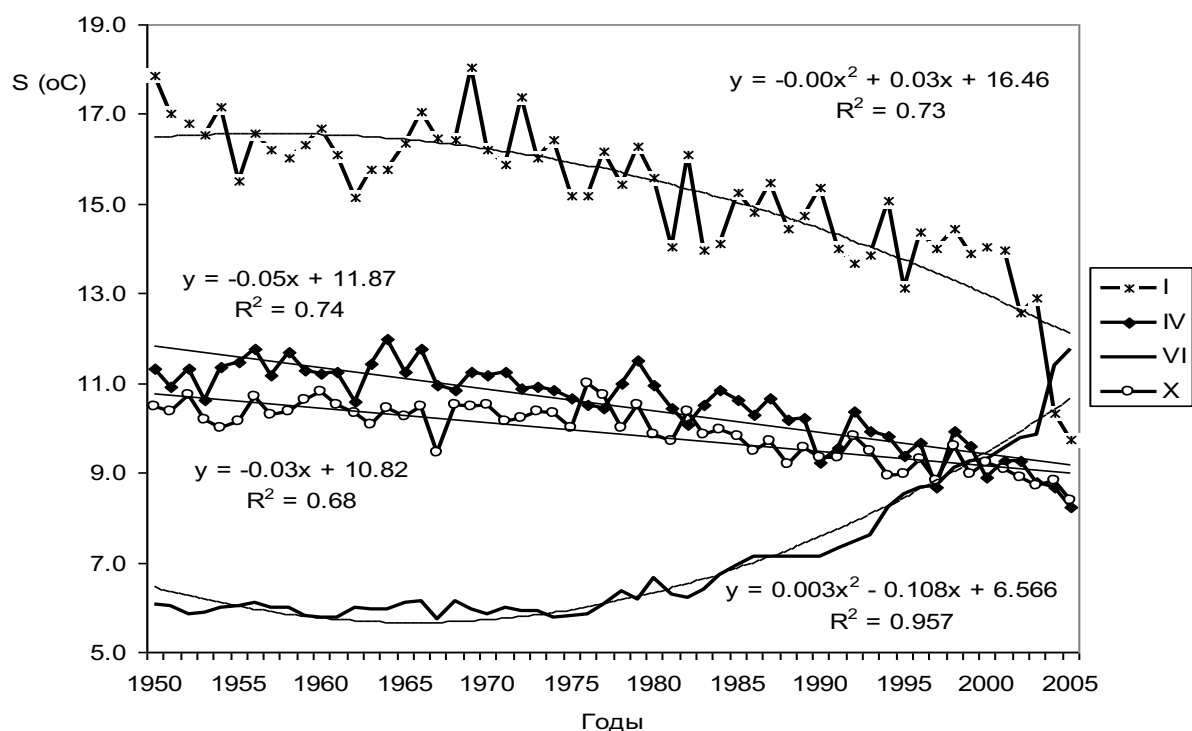


Рис.2.34. Пространственная изменчивость (дисперсия) температуры воздуха над континентами Северного полушария.



Известно, что наибольшая интенсивность потепления климата наблюдается в зимний сезон, но, как показано выше, интенсивность увеличения пространственной изменчивости в среднем на всем Северном полушарии возрастает летом и ослабевает зимой.

Результаты настоящего раздела показывают, что сложившееся в литературе представление о повсеместном росте изменчивости и экстремальности климата в эпоху современного потепления не совсем верно. Тренды изменчивости климата имеют значительные сезонные и региональные различия и не всегда положительные.

Далее рассматриваются соотношения изменений и изменчивости климата.

#### *Соотношение изменений климата и пространственной изменчивости*

Визуальное сравнение полей трендов изменений климата и полей пространственной изменчивости подсказали наличие между указанными характеристиками некоторой зависимости. В связи с этим выполнен совместный анализ изменений и изменчивости климата по данным в узлах географической сетки 2х2 градуса. Поля, в узлах которых зависимость положительная (изменчивость возрастает вместе с потеплением и уменьшается вместе с похолоданием) выделены на картах рис.2.36-2.39 красным и синим цветом, соответственно. А там, где зависимость отрицательная (изменчивость возрастает при потеплении и уменьшается при похолодании) – показано зеленым цветом. В январе (рис.2.36) на карте Земли преобладает зеленый цвет - отрицательное соотношение между изменениями и изменчивостью климата преобладает на Земле, за исключением Европейской территории России, Сибири и северных районов Канады и Аляски, а также района высочайших гор Азии. В этих районах соотношение положительное (изменчивость возрастает с потеплением климата).

В январе высоких широтах Северной Америки и Евразии, севернее 55-60°с.ш. произошло усиление изменчивости и произошло потепление климата.

На карте (рис.2.35) видно проявление зональности. Это совпадение неслучайное. В последующих разделах (2.5, 3.1, 3.2) будет показано, что потепление в высоких широтах зимой произошло из-за сложившихся там благоприятных условий для проявления парникового эффекта при ослаблении демпфирующей роли океана. Вместе с тем ослабление демпфирующей роли океана привело к естественному усилению изменчивости климата в этих регионах.

Во всех других центральных месяцах сезонов (рис.2.36-2.38) на картах преобладает зеленый цвет, показывающий, что в большинстве регионов Земли изменения и изменчивость климата имеют разнонаправленные многолетние тенденции. Другие соотношения изменений и изменчивости встречаются реже.

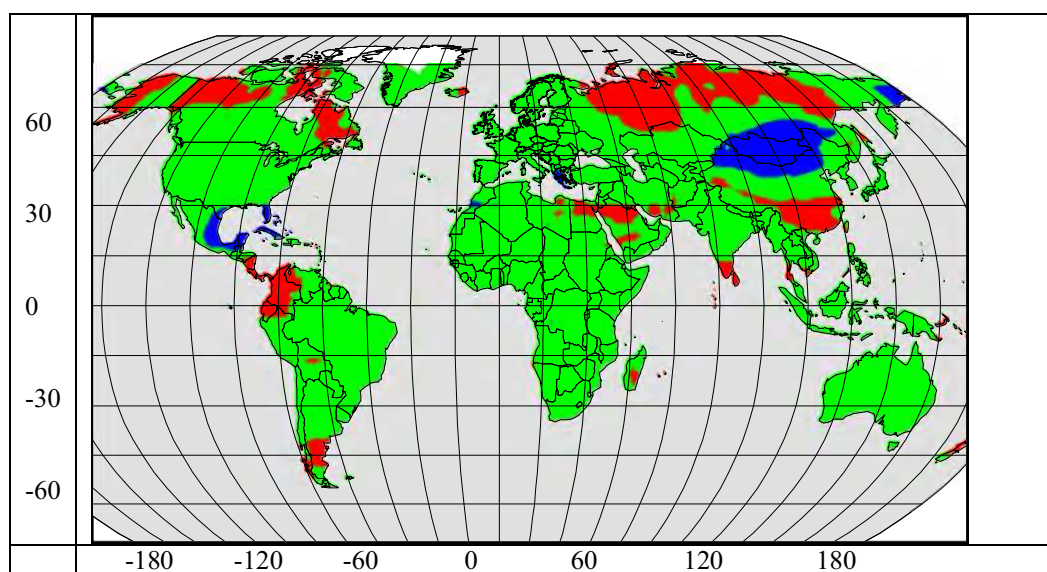
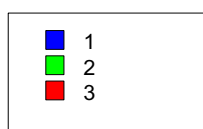


Рис.2.35. Соотношение изменений климата и его изменчивости. Январь.



- 1- понижение температуры и уменьшение изменчивости;
- 2- изменения температуры и величины изменчивости имеют противоположный знак;
- 3- повышение температуры и увеличение изменчивости.

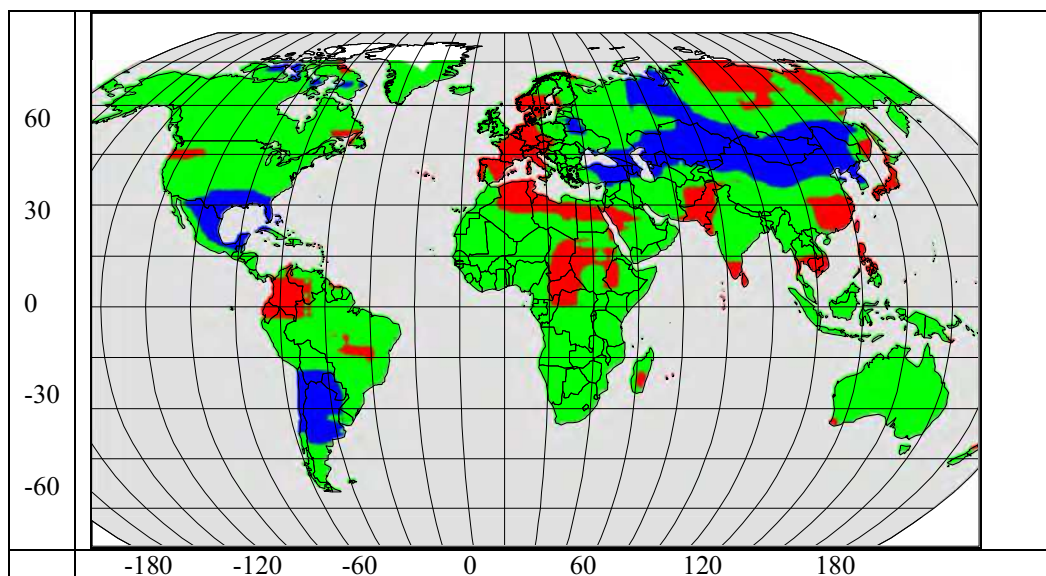


Рис.2.36. Соотношение изменений климата и его изменчивости. Апрель.  
(Обозначения под рис.2.35).

В апреле (рис.2.36) области похолодания климата и ослабления его изменчивости в Азии занимают протяженную полосу вблизи параллели 30°с.ш. В других частях света в апреле зональность соотношений не просматривается.

В июле (рис.2.37) более одной трети территории всех континентов можно отнести к районам с положительной зависимостью изменений и изменчивости климата. Зональность расположения этих районов отсутствует.

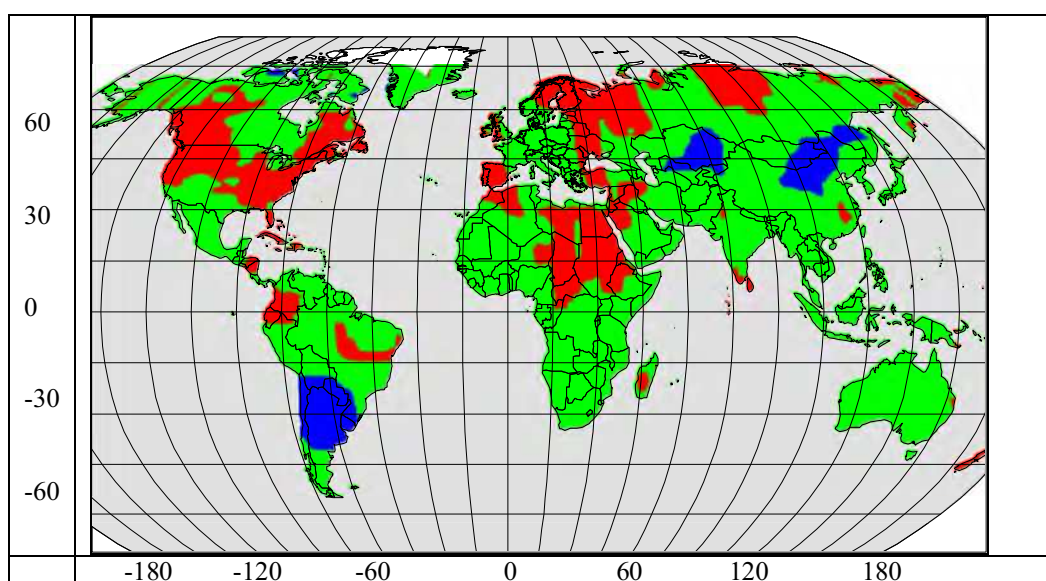


Рис.2.37. Соотношение изменений климата и его изменчивости. Июль.  
(Обозначения под рис.2.35).

Зональность климатических особенностей всегда связана с законами поступления солнечной радиации, а нарушение зональности – с меридиональными процессами в атмосферной циркуляции и с крупномасштабными особенностями рельефа.

Карта октября (рис.2.38) похожа на апрельскую – преобладает отрицательное соотношение между изменениями и изменчивостью климата, зональность слабо выражена.

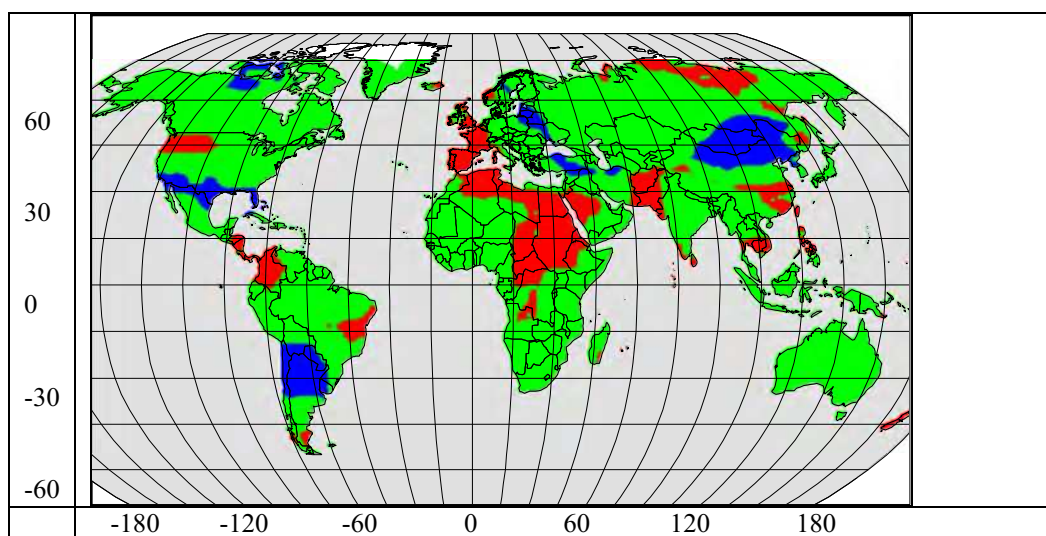


Рис. 2.38. Соотношение изменений климата и его изменчивости. Октябрь.  
(Обозначения под рис.3.35).

Итак, тренды изменений регионального климата и тренды изменчивости климата при обобщении по всей Земле или по полушарию имеют, как правило, противоположные знаки во все сезоны года. Сложившееся в публикациях представление о повсеместном росте изменчивости климата, нуждается в региональных и сезонных уточнениях.

Зимой (отчетливо) и в переходные сезоны (слабо) проявляется зональность сохранения знака соотношений трендов изменений и изменчивости климата.

Летом реже сохраняется правило противоположных знаков в трендах изменений и изменчивости климата и не просматривается зональность в закономерностях.

Полученные результаты найдут свое объяснение в последующих главах.

## **Выводы по главе 2**

1. Сезонные аномалии температуры воздуха над континентами и поверхности океана за всю историю наблюдений в течение нескольких десятилетий имели тенденцию сохранения в узком сезонном интервале или медленно перемещались в сторону начала года. До 1970-х годов XX века смещение сезонных аномалий происходило синхронно на поверхности океана и в воздухе. После 1970-х годов положительные сезонные аномалии температуры над континентами стали появляться на несколько месяцев раньше чем в океане. Рассинхронизация температурных аномалий в воздухе и в океане совпала с началом второго глобального потепления (середина 1970-х годов)
2. Глобальное потепление сопровождается неоднозначными изменениями регионального климата и сезонными особенностями. Изменения климата зависят от высоты над уровнем моря и пространственной ориентации горных массивов на пути движения воздушных масс. В разных сезонах года влияние рельефа на изменения климата проявляется с разным знаком. Характер сезонных и региональных различий влияния рельефа на изменения климата согласуется с известными представлениями об атмосферной циркуляции как одним из факторов формирования регионального климата.
3. Многолетние тренды температуры воздуха, вычисленные в разные месяцы, в совокупности показывают наличие годового хода трендов. На всех станциях Земли изменение величины температурного тренда в течение года по месяцам в графической интерпретации характеризуется полной волной с одним максимумом в некотором сезоне и одним минимумом в сезоне, отстоящем примерно на полгода. В разных регионах различные типы годового хода трендов отличаются между

собой сдвигом фазы наступления сезонов с потеплением и похолоданием климата.

4. Зимние потепления климата имеют выраженный зональный характер. По другим сезонам зональность нарушена долготными особенностями трендов вблизи океанов. Зимой потепление происходит преимущественно на широтах  $45-50^{\circ}\text{с.ш.}$ , в начале весны потепления занимают широтную зону  $50-65^{\circ}\text{с.ш.}$ , а в конце весны потепления наблюдаются еще севернее – на широтах  $65-70^{\circ}\text{с.ш.}$
5. Сезонные и широтные особенности наибольших и наименьших трендов температуры взаимосвязаны. Перемещение положительных трендов по сезонам и географическим широтам следует за перемещением сезонных и широтных условий, при которых радиационный баланс мал или отрицательный
6. Глобальное потепление сопровождается усилением изменчивости климата в средних и высоких широтах в холодные месяцы года с ноября по февраль и в переходный месяц между холодным и теплым полугодиями – июнь

## ГЛАВА 3

# РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

### 3.1. Условия проявления парникового эффекта

По мнению большинства ученых, причиной современных изменений климата является парниковый эффект в атмосфере, усиленный накопившимися парниковыми газами антропогенного происхождения.

Вообще парниковый эффект вызывается водяным паром, углекислым газом, метаном, закисью азота и рядом других менее значительных газов, входящих в состав атмосферы. Мы можем наблюдать только их суммарный эффект. Однако можно выбрать условия, при которых роль водяного пара не велика, и таким образом выделить влияние на климат других парниковых газов. Суть парникового эффекта по определению заключается в некотором сдвиге радиационного баланса системы земная поверхность – атмосфера в положительную сторону. Концентрация парниковых газов в атмосфере определяется как природными, так и антропогенными факторами. Влияние на климат всех факторов, естественных и антропогенных, выражается единой и измеряемой величиной – радиационным прогревом атмосферы в  $\text{Вт/м}^2$ . Из публикаций известно, что повышение концентрации в атмосфере парниковых газов антропогенного происхождения привело к прогреву атмосферы на  $2.2\text{--}2.7 \text{ Вт/м}^2$ . В целом приходящая солнечная радиация ( $342 \text{ Вт/м}^2$ ) почти равна сумме радиации, отраженной атмосферой ( $107 \text{ Вт/м}^2$ ) и исходящей от Земли длинноволновой радиации ( $235 \text{ Вт/м}^2$ ). По порядку величины нарушение, вызванное антропогенной деятельностью, составляет менее  $3 \text{ Вт/м}^2$  или менее 1 % от общего баланса [36, 37]. Однако следует учитывать, что парниковый эффект влияет только на уходящую радиацию и не влияет на приходящую. Изменение уходящей радиации в среднем на 1% приводит к изменению радиационного баланса на 1%. Но соотношение между

приходящей и уходящей радиацией сильно меняется в зависимости от естественных причин - сезона года, географической широты и времени суток.

На рис.3.1 показано среднее сезонно-широтное распределение радиационного баланса, полученное по данным измерений на 80 станциях РФ за 1996-2004 годы.

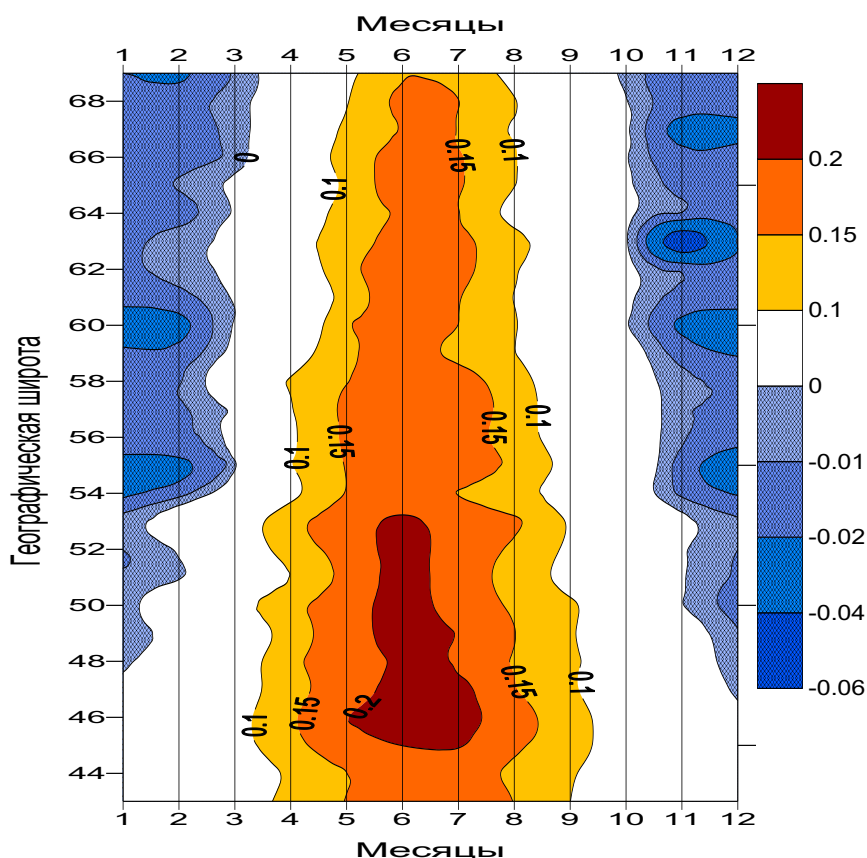


Рис.3.1. Зональноосредненные значения радиационного баланса ( $\text{кВт/м}^2$ ) земля-атмосфера на станциях России (1996-2004)

По горизонтальной оси на рис.3.1 отложены номера месяцев от января (1) до декабря (12), а по вертикальной оси – географическая широта.

Несмотря на небольшое количество станций, сезонно-широтное распределение радиационного баланса демонстрирует его известные особенности. Наибольший радиационный баланс наблюдается в летние месяцы в средних широтах (в РФ нет низкоширотных станций). В зимние месяцы радиационный баланс отрицательный севернее  $50^\circ\text{с.ш.}$ , сезонный



интервал с отрицательным радиационным балансом расширяется с увеличением географической широты. Такие закономерности справедливы для всего северного полушария Земли.

Летом, в низких и средних широтах, днем радиационный баланс принимает наибольшие положительные значения. Температурный режим атмосферы в этих условиях определяется преимущественно количеством приходящей радиации, относительное значение количества уходящей радиации при этом минимально. Изменение на 1% этой малой величины составляет очень малую долю в радиационном балансе атмосферы в указанных условиях. На температурный режим при таких условиях парниковый эффект может оказать только минимальное влияние. Другие условия складываются, когда приток солнечной радиации минимальный или отсутствует. В этом случае радиационный баланс мал или отрицательный (высокие широты, зима, ночь), а температурный режим почти полностью определяется количеством уходящей радиации. Любая, даже малая, задержка уходящей радиации в таких условиях напрямую будет отражаться в температурном режиме.

Таким образом, априори можно ожидать, что при прочих равных условиях антропогенное потепление должно быть сильнее при малом или отрицательном радиационном балансе (высокие широты, зима, ночь). Все известные факты о потеплении климата не противоречат этому. Однако при таких же условиях наиболее эффективными должны быть все парниковые газы, включая основной из них – водяной пар.

Несколько известных примеров. Несмотря на то, что рост средней глобальной температуры составил 0.6-0.7°C за столетие, во многих северных регионах, где преобладает низкая высота солнца над горизонтом и радиационный баланс часто отрицательный, особенно в Арктике, потепление сильнее и составило несколько градусов. Кроме того, рост температуры сильно неравномерен по сезонам. Для зимних и весенних месяцев в Северной

Америке, Западной Европе, Восточной Сибири в среднем за последние 30 лет потепление составляет более  $1^{\circ}\text{C}$  за десятилетие. В ряде мест зимние потепления составили  $5^{\circ}\text{C}$  и более [79]. Зимой малая высота солнца над горизонтом формирует радиационный баланс около нуля или отрицательный.

Известно, что потепление климата сильнее проявилось в росте минимальных (ночных) температур, чем в росте максимальных дневных значений [115]. Ночью нет притока прямой солнечной радиации, радиационный баланс отрицательный. Еще известно, что радиационный баланс атмосферы над континентами в среднем ниже, чем над Мировым океаном, и известно, что над континентами потепление климата сильнее, чем над океанами [36]. И в этом случае потепление климата согласуется с условиями радиационного баланса, при которых парниковый эффект может быть наиболее заметен.

Во всех перечисленных случаях потепление климата более отчетливо проявилось там и тогда, когда в силу физико-географических причин радиационный баланс отрицательный или около нуля.

В России количество станций с актинометрическими наблюдениями во много раз меньше сети метеорологических станций, поэтому для прямого сопоставления температурных трендов на всех станциях с радиационным балансом нет возможности. Но радиационный баланс имеет хорошо выраженный годовой и широтный ход, это позволяет обосновать анализ особенностей изменения климата всей России в обобщенном виде с детализацией только по географическим широтам или по годовому ходу. При этом значительно ослабляются «шумы» местных особенностей, а результаты сопоставления с распределением радиационного баланса приобретают четкий физический смысл. На основе такого анализа попытаемся отделить парниковые эффекты облачности и влажности в атмосфере от других парниковых составляющих.

Для расчетов использовались восьмисрочные данные о температуре воздуха, относительной влажности и о количестве общей облачности по 1600 станциям России за 1976-2005 годы, а также данные о радиационном балансе за 1996-2004 годы на 80 гидрометеорологических станциях России, проводящих актинометрические наблюдения.

### **3.2. Сезонный ход радиационного баланса, трендов температуры воздуха, количества облачности**

Обычно годовой ход температуры анализируют по месячным данным, а в настоящей работе анализ проводится по средним пятисуточным (пентадным) значениям. По каждой метеорологической станции за 1976-2005 г. были получены погодичные пентадные значения температуры путем осреднения данных по пяти суткам. Пентадам присвоены номера от единицы в начале года до №73 в конце декабря. За тридцать лет, по каждой пентаде с заданным номером, составлялся ряд среднепентадной температуры воздуха. Таким образом, по каждой станции построено 73 тридцатилетних ряда, каждый из которых описывает многолетние изменения в заданном узком (пятидневном) интервале года. Так, например, ряд первой пентады характеризует многолетний ход температуры воздуха средней за 1-5 января. Первые шесть рядов детально характеризуют январские многолетние изменения температуры, следующие ряды характеризуют многолетние изменения температуры по другим интервалам года. По каждому ряду вычислялись значения линейных трендов температуры. По каждой станции, полученные 73 значения трендов с последовательными номерами от 1 до 73, описывают годовой ход трендов температуры на станции. В самом общем виде годовой ход трендов температуры на территории России был получен в результате осреднения по всем станциям России. Целью такого осреднения было исключение всех возможных региональных особенностей трендов и выделение только их фундаментальных сезонных различий. Осредненный по всем станциям России годовой ход трендов температуры ( $T$ ) представлен

на рис.3.2. Стандартное отклонение осредненных значений трендов в каждой пятидневке около  $0.2^{\circ}\text{C}$ , а диапазон годового хода осредненных значений трендов в 10 раз больше. Это подтверждает статистическую достоверность сезонных различий трендов температуры воздуха, обобщенных по России.

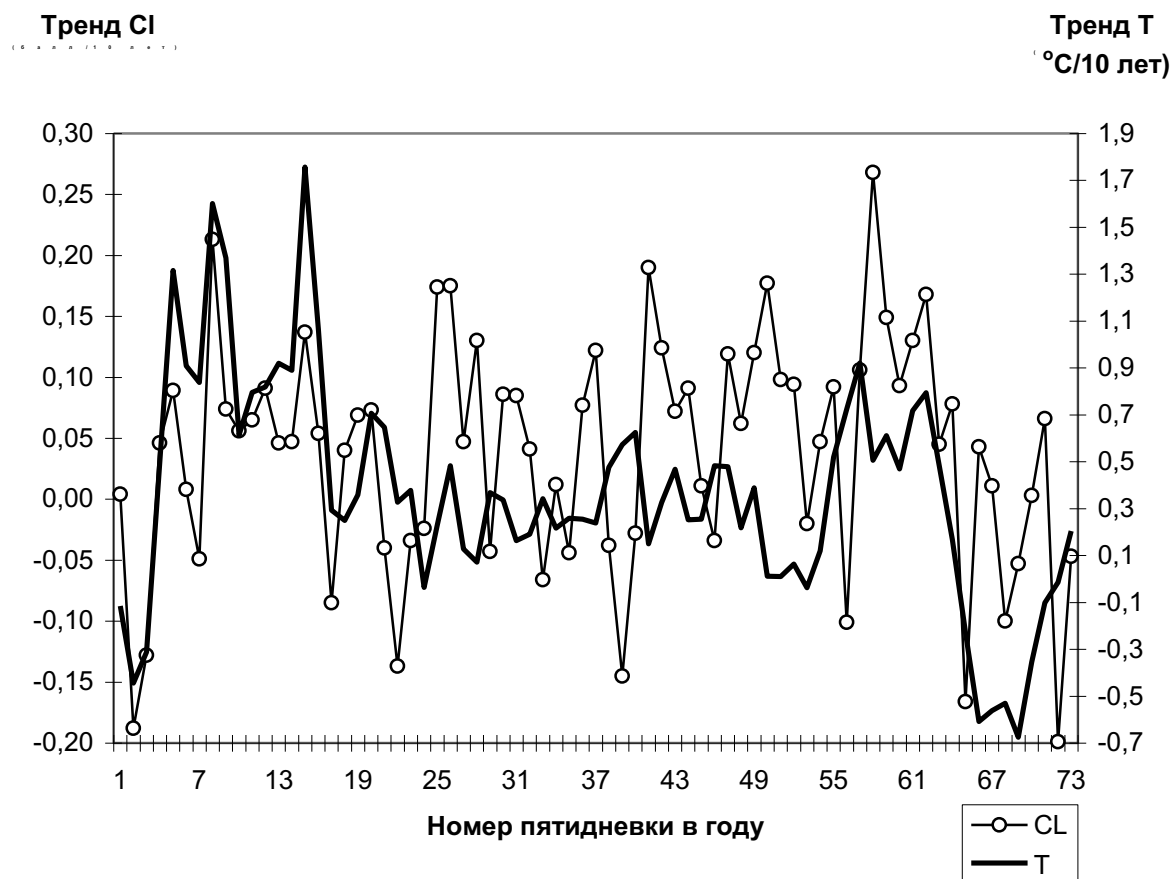


Рис.3.2. Тренды температуры воздуха (Т) и количества общей облачности (CL) по пятидневкам года

Совершенно аналогично по тем же станциям были построены по пентадам многолетние ряды количества общей облачности и получен годовой ход трендов количества общей облачности (CL), обобщенный по всей России (рис.3.2). Стандартное отклонение осредненных значений трендов в каждой пятидневке около 0.045 баллов, а диапазон годового хода осредненных значений трендов облачности в 10 раз больше. Это подтверждает статистическую достоверность сезонных различий трендов количества общей облачности, обобщенных по России.

На рис.3.2 видно, что количество облачности за последние 30 лет увеличивалось в одних сезонных интервалах и уменьшалось в других (на рис.3.2. тренды CL положительные и отрицательные). Реакция температурных трендов на изменение количества облачности различна в холодное и теплое полугодия.

В холодную половину года в пятидневках с номерами 57-73 и 1-26 (с октября по апрель) положительные тренды количества общей облачности сопровождаются положительными трендами температуры воздуха, а отрицательные – отрицательными трендами. Объяснение этому факту известно. В холодное полугодие, температурный режим атмосферы регулируется преимущественно за счет изменения потока уходящей длинноволновой радиации земли и нижней атмосферы. Облачность задерживает уходящую радиацию, а увеличение количества облачности за последние 30 лет сопровождается повышением температуры воздуха на некоторых участках в этой части года. Уменьшение количества облачности в других участках холодного периода сопровождается усилением потери тепла атмосферой и понижением температуры. Соотношение последовательных значений трендов температуры и облачности, показанных на рис.3.2, дает положительные коэффициенты корреляции  $r=+0.46$  на интервале пятидневок №1-26 (январь-апрель) и  $r=+0.62$  на интервале пятидневок 57-73 (октябрь-декабрь). Достоверность положительной корреляции в холодном полугодии более 95% .

В теплую половину года, на интервале пятидневок №27-56 (май-сентябрь), обратное соотношение трендов количества облачности и температуры воздуха. В теплое полугодие температурный режим атмосферы формируется преимущественно приходящей коротковолновой радиацией. Облачность экранирует нижнюю атмосферу от приходящей радиации, температура воздуха понижается. Положительные тренды количества общей облачности на отдельных интервалах теплого полугодия сопровождаются

отрицательными трендами, а отрицательные тренды количества общей облачности на других интервалах теплого полугодия, сопровождаются положительными трендами температуры. Соотношение последовательных значений трендов температуры и облачности, показанных на рис.3.2, на интервале пятидневок №27-56 (май-сентябрь) дает отрицательный коэффициент корреляции  $r=-0.51$ . Достоверность отрицательной корреляции в теплом полугодии более 95%.

Полученные данные подтверждают известные факты о том, что водяной пар является самым главным парниковым газом и, что на некоторых участках холодного полугодия потепление климата может быть частично связано с зафиксированным увеличением количества облачности в последнее тридцатилетие.

Для выявления парникового эффекта других составляющих необходимо избавиться от влияния облачности. Далее продолжим анализ при условиях безоблачной погоды (0 баллов общей облачности за все восемь сроков наблюдений за сутки) и малой относительной влажности воздуха ( $<40\%$ ). Жесткий отбор сухих и безоблачных условий сопровождается трудностями в получении непрерывных 30-летних рядов по пятидневкам. Поэтому дальнейший анализ проводился по месяцам в полной аналогии как это описано выше для пятидневок. Можно предположить, что тренды температуры в сухой безоблачной атмосфере будут свободны от влияния на них водяного пара. На рис.3.3 показан годовой ход трендов температуры воздуха, свободного от облачности и повышенной влажности. Там же показан годовой ход радиационного баланса, который получен по результатам наблюдений на станциях России.

Во все месяцы года тренды температуры в сухой безоблачной атмосфере положительные, самые высокие значения трендов в январе-марте и в октябре. Самые низкие значения трендов в июне и декабре.

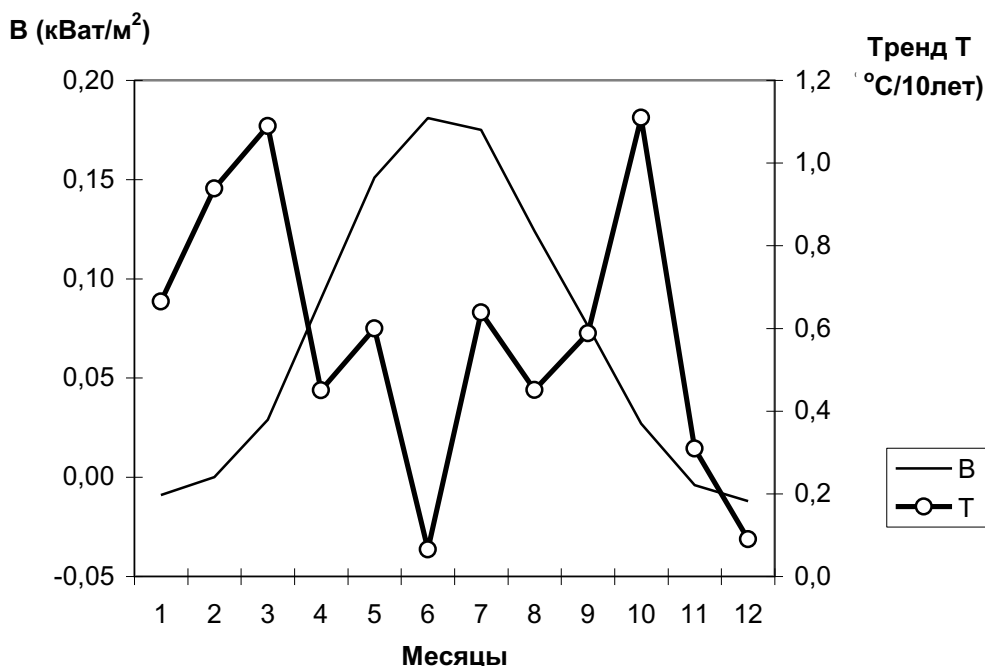


Рис.3.3. Тренды температуры (Т) сухого воздуха, при отсутствии облачности, и радиационный баланс (В).

В сопоставлении с радиационным балансом видно, что при отрицательных и малых значениях радиационного баланса с января по март и в октябре тренды температуры положительные (условия безоблачной, сухой атмосферы). Самые большие тренды температуры, около  $1^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, наблюдаются при радиационном балансе от 0 до  $0,029 \text{ кВт/м}^2$ . При высоких положительных значениях радиационного баланса с апреля по сентябрь – тренды температуры слабые. При значениях радиационного баланса от  $0,09$  до  $0,18 \text{ кВт/м}^2$  тренды составили от  $0,06$  до  $0,6^{\circ}\text{C}$  за 10 лет. Исключением из общего правила являются соотношения в ноябре-декабре, которые можно объяснить адвекцией в результате естественных ритмических процессов. Подробнее объяснение особенностей трендов в ноябре-декабре будет дано в заключительном разделе настоящей главы.

Тренды, величина которых зависит от радиационного баланса, несомненно, имеют радиационное происхождение. Несмотря на малое число случаев (12 месяцев), по данным, представленным на рис.3.3, можно получить предварительные оценки вклада радиационного баланса в тренды

температуры. Анализ по уравнению регрессии показал, что в годовом ходе за январь-декабрь изменение радиационного баланса объясняет 7% общей изменчивости трендов температуры воздуха сухой безоблачной атмосферы. В заключительном разделе настоящей главы будет показано, что в ноябре-декабре некоторые естественные циклические процессы создают аномалии, перекрывающие вклад парникового эффекта, поэтому ноябрь-декабрь следует исключить из расчета регрессии. Тогда за январь-октябрь изменение радиационного баланса объясняет 49% общей изменчивости трендов температуры воздуха сухой безоблачной атмосферы. Учитывая ничтожно малое число случаев, по которым были получены последние расчеты, количественные оценки следует рассматривать только как предварительные.

### **3.3. Широтный ход радиационного баланса и трендов температуры**

Географическая широта играет важную роль в формировании радиационного баланса. Для последующего анализа выбирались случаи, когда за сутки за все восемь сроков количество общей облачности не превышало 3 баллов. Ослабление отбора безоблачных суток обусловлено желанием набрать достаточное количество малооблачных суток на различных широтах, так как безоблачные по всем срокам сутки встречаются очень редко в средних и высоких широтах. По выбранным данным за 1976-2005 годы построены ряды осредненных данных по температуре для широтных зон от 43 до 71°с.ш. с шагом через 1°. Для сравнения были построены аналогичные осредненные ряды температуры для случаев, когда за сутки за все восемь сроков количество общей облачности превышало 6 баллов. По каждому ряду вычислены коэффициенты линейных трендов температуры, соответствующие заданной географической широте. Значения показаны на рис.3.4.

По данным о радиационном балансе по станциям России вычислены средние значения радиационного баланса для широт от 43 до 69°с.ш. через 1° и показаны на том же рис.3.4.



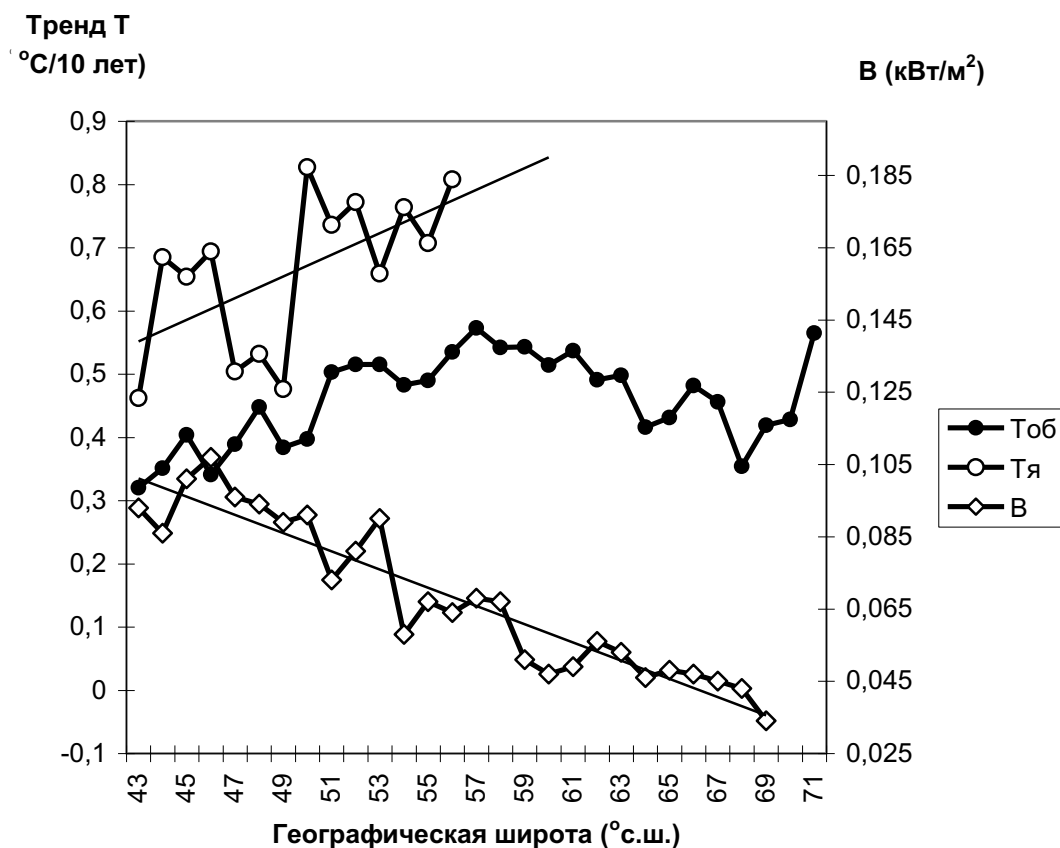


Рис. 3.4. Зонально осредненный радиационный баланс (В) и тренды температуры воздуха при сухой безоблачной (Тя) и облачной (Тоб) погоде по широтам

На рис.3.4 видно, что с увеличением географической широты радиационный баланс (В) уменьшается. Это должно способствовать лучшему проявлению парникового эффекта и обусловленных им трендов температуры. Но, как видно из сопоставления кривых Тя и Тоб (рис.3.4), изменения трендов температуры зависят не только от географической широты, но и от количества облачности - на всех широтах (на которых имеются данные) в среднем за год тренды температуры сильнее при отсутствии облачности, чем при погоде облачной. На широтах севернее 58°с.ш. очень редко бывают безоблачные сутки, поэтому не удалось набрать сопоставимое количество данных для построения на рис.3.4 кривой Тя трендов температуры при безоблачной погоде в высоких широтах. В низких и средних широтах (<58°с.ш.) на территории РФ тренды температуры воздуха увеличиваются с

ростом географической широты, как при облачной, так и при безоблачной погоде. С увеличением географической широты формируются условия более благоприятные для проявления парникового эффекта. Это хорошо видно на рис.3.4 для трендов при ясной погоде. Тенденции противоположных знаков в широтном ходе радиационного баланса и значений температурных трендов, наметившиеся в интервале  $43-58^{\circ}\text{с.ш.}$ , возможно бы усилились в более высоких широтах, но там недостаточно ясных суток для получения таких данных. В высоких широтах, где преобладает сплошная облачность, широтные особенности парникового эффекта  $\text{CO}_2$  перекрываются облачностью. При облачных условиях (кривая  $T_{\text{об}}$ , рис.3.4) тренды температуры уменьшаются на широтах  $59-70^{\circ}\text{с.ш.}$

Полученные результаты показывают, что при отсутствии облачности и увеличении географической широты (с уменьшением радиационного баланса) происходит усиление трендов температуры воздуха. В облачной атмосфере тренды температуры возрастают в интервале географических широт  $43-58^{\circ}\text{с.ш.}$  и затем ослабевают в интервале широт  $59-70^{\circ}\text{с.ш.}$

Анализ данных представленных на рис.3.4 об изменении радиационного баланса и трендов температуры в сухой безоблачной атмосфере, по уравнению регрессии показал, что изменение радиационного баланса по географическим широтам (в интервале  $43-58^{\circ}\text{с.ш.}$ ) объясняет 25% общей изменчивости трендов температуры воздуха сухой безоблачной атмосферы. И в этом случае количественные оценки следует рассматривать только как предварительные из-за малого числа анализируемых случаев.

О роли облачности в изменениях климата еще будет сказано далее, а здесь приведем многолетние изменения температуры при сухих и безоблачных условиях. Это условия, при которых роль водяного пара в изменениях климата сводится до минимума.

По всем станциям России в широтной зоне  $50-70^{\circ}\text{с.ш.}$  выбирались случаи, когда общая облачность была менее 2 баллов, а относительная

влажность была менее 40%. Осреднением данных всех станций по каждому году для холодного (ноябрь-март) и теплого (май-сентябрь) полугодий отдельно были получены значения, представленные на рис.3.5.

Рис.3.5 показывает, что при сухой безоблачной атмосфере сохраняются положительные тренды температуры воздуха. В холодный период тренд составляет  $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ , в теплый период тренд  $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ . Достоверность трендов более 95%.

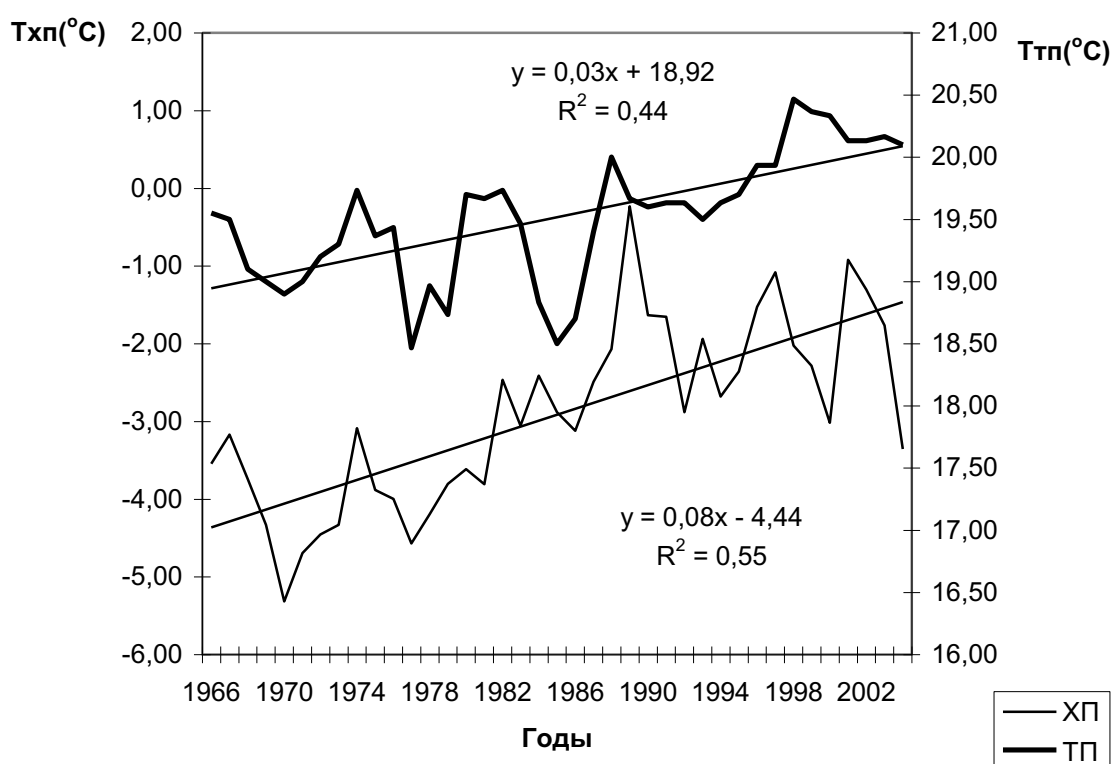


Рис. 3.5. Многолетний ход температуры при сухой безоблачной погоде в холодный (ХП, ноябрь-март) и теплый период (ТП, май-сентябрь) по станциям России в широтной зоне  $50-70^{\circ}\text{с.ш.}$ . Скользящие средние по 3-м годам.

Отсутствие облачности и влаги в атмосфере в анализируемых условиях, позволяет предположить, что в трендах температуры воздуха присутствует парниковый эффект  $\text{CO}_2$  или других газовых составляющих атмосферы (не водяной пар).

Специально подобранные условия численных экспериментов и обнаруженные широтные и сезонные особенности изменений многолетних трендов температуры воздуха свидетельствуют об усилении за последние десятилетия парникового эффекта в атмосфере не связанного изменениями облачности или влажности воздуха.

#### **3.4. Значение облачности в современных изменениях климата России**

Выше было показано значение облачности в формировании температурного режима, теперь необходимо получить количественные оценки. Такие оценки получены на основе построения уравнений регрессии многолетних изменений температуры воздуха от количества облачности. Уравнения регрессии строились по всем метеорологическим станциям России в широтной зоне 50-70°с.ш. Анализ проводился по многолетним рядам, построенным по отдельным пентадам года. По каждой метеорологической станции за 1966-2005 г были получены погоди́чные пентадные значения температуры путем осреднения данных по пяти суткам. Пентадам присвоены номера от единицы в начале года до №73 в конце декабря. За сорок лет, по каждой пентаде с заданным номером, составлялся ряд среднепентадной температуры воздуха. Таким образом, по каждой станции построено 73 сорокалетних ряда, каждый из которых описывает многолетние изменения в заданном узком (пятидневном) интервале года. На рис.3.6 показан годовой ход коэффициента регрессии многолетних изменений температуры воздуха и количества общей облачности в разных широтных зонах. Видно, что летом облачность понижает температуру (экранирует от приходящей солнечной радиации), а зимой – повышает (парниковый эффект облачности). Сравнение трех кривых рис.3.6 показывает, что в высоких широтах (60-70°с.ш.) парниковый эффект облачности сильнее, чем в средних (50-60°с.ш.) и низких (40-50°с.ш.) широтах. Парниковый эффект облачности, так же как и парниковый эффект

CO<sub>2</sub>, более эффективен в высоких широтах в холодное полугодие, т.е. при условиях, когда радиационный баланс мал или отрицательный. А в теплое полугодие влияние облачности на радиационный режим отличается от влияния парниковых газов.

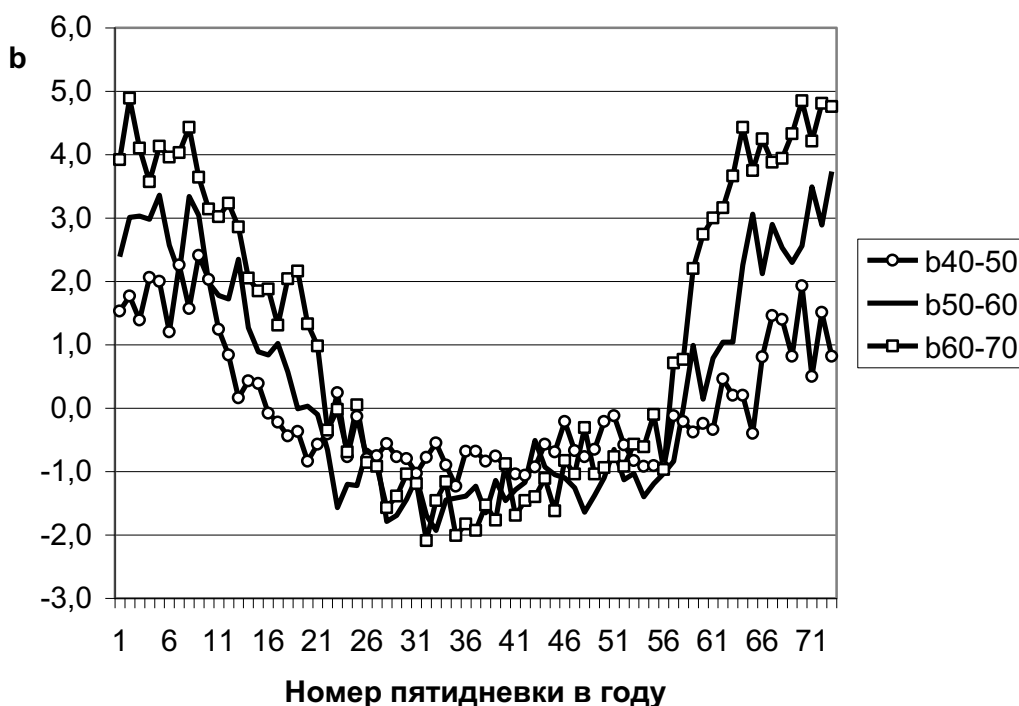


Рис.3.6. Годовой ход по 5-дневкам коэффициента регрессии многолетних изменений температуры воздуха и количества общей облачности. Станции РФ по широтным зонам 40-50, 50-60, 60-70 °с.ш.

При большой инсоляции относительно слабый парниковый эффект облачности теплого периода перекрывается отражающей способностью облачности, это приводит не к слабому повышению, а к понижению температуры в нижней атмосфере (в теплое полугодие коэффициенты регрессии отрицательные). Важно определить границы сезонов с разнознаковыми влияниями облачности на температуру воздуха.

На рис.3.7 годовой ход коэффициента регрессии температуры и облачности показан при обобщении по всей России. Видно, что переход коэффициента регрессии через нуль весной от положительного знака к

отрицательному происходит в пятидневке № 21 (105-й день года, апрель), а переход коэффициента через нуль осенью от отрицательного знака к положительному происходит в пятидневке №59 (295-й день года, октябрь). Апрель и октябрь являются пограничными месяцами сезонов с различными знаками влияния облачности на температурный режим.



Рис.3.7. Годовой ход по 5-дневкам коэффициента регрессии  $b$  многолетних изменений температуры воздуха от количества общей облачности по станциям РФ. Сглажено по 3-м точкам

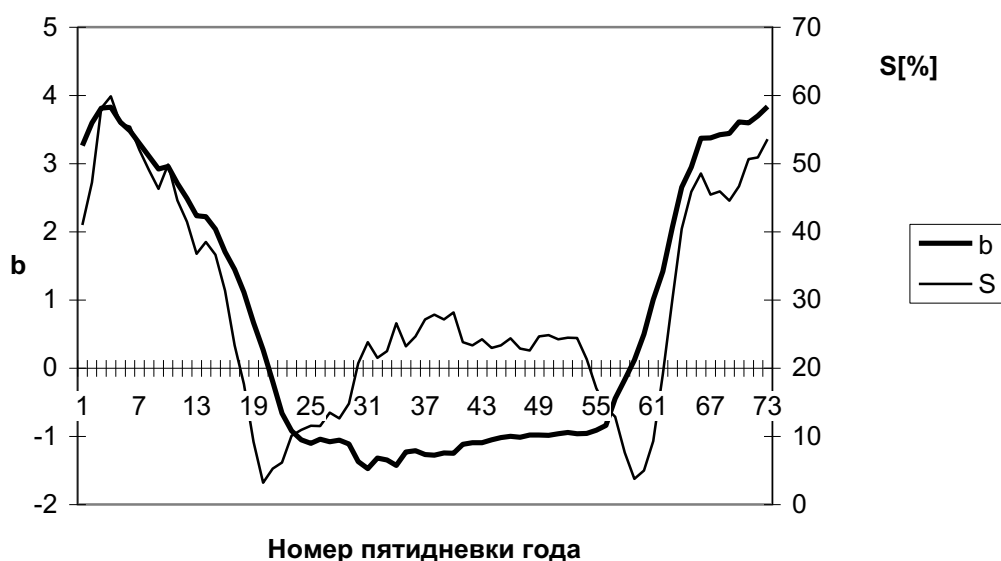


Рис.3.8. Годовой ход по 5-дневкам доли объясненной вариации (S) температуры облачностью и коэффициента регрессии (b) температуры от количества общей облачности. Сглажено по 5-ти точкам.

Доля влияния облачности на изменения температуры оценивалась по каждой пентаде, как доля (дисперсии) объясненной вариации облачностью относительно общей дисперсии многолетнего ряда температуры в заданном узком (пентадном) интервале года. На рис.3.8 вклад облачности показан по каждой пятидневке. В сопоставлении с ходом коэффициента  $b$  регрессии температуры от облачности видно, что в холодное полугодие тепляющий эффект облачности определяет около 50% общей изменчивости температуры. В теплое полугодие охлаждающий эффект облачности определяет около 25% общей изменчивости. А в апреле и в октябре доля объясненной вариации температуры облачностью составляет только около 5%. Апрель — это месяц, когда тепляющий парниковый эффект облачности заменяется охлаждающим отражательным эффектом, поэтому в апреле вклад облачности в формирование температуры около нуля. В октябре наоборот, охлаждающий отражательный эффект облачности заменяется ее тепляющим парниковым

эффектом, а вклад облачности в формирование температуры в октябре так же около нуля.

Дополнительно приведем соотношения между изменениями количества облачности и температурой в абсолютных значениях по аномалиям. Оценки получены в результате обобщения по всем станциям России в широтной зоне 50-70°С.Ш. В архиве ВНИИГМИ-МЦД однородные данные об облачности по восьмисрочным наблюдениям имеются с 1966 года, с момента начала в России восьмисрочных наблюдений на всей сети станций. Поэтому анализ выполнен на этом временном интервале. В качестве норм взяты средние за 1966-1990 годы, а аномалии температуры и количества облачности по пятидневкам года вычислены за 1991-2004 годы. Полученные значения показаны на рис.3.9.

За последние 15 лет большое увеличение количества облачности на 0.5-1.0 балл в январе-феврале (рис.3.9) сопровождалось повышением температуры воздуха над Россией в эти же месяцы на 3-5°С. Увеличение количества облачности в октябре и начале ноября и во второй половине декабря на 0.3-0.4 балла сопровождалось повышением температуры на 1-2°С. А уменьшение количества облачности во второй половине ноября и начале декабря на 0.4 балла сопровождалось понижением температуры воздуха над Россией на 2°С. Коэффициент корреляции в холодную часть года составил +0.77 (от 59-й пятидневки до 73-й и далее от 1-й до 20-й). В среднем во всех случаях изменение количества облачности на 0.1 балла сопровождалось изменением температуры примерно на 0.4-0.5°С.



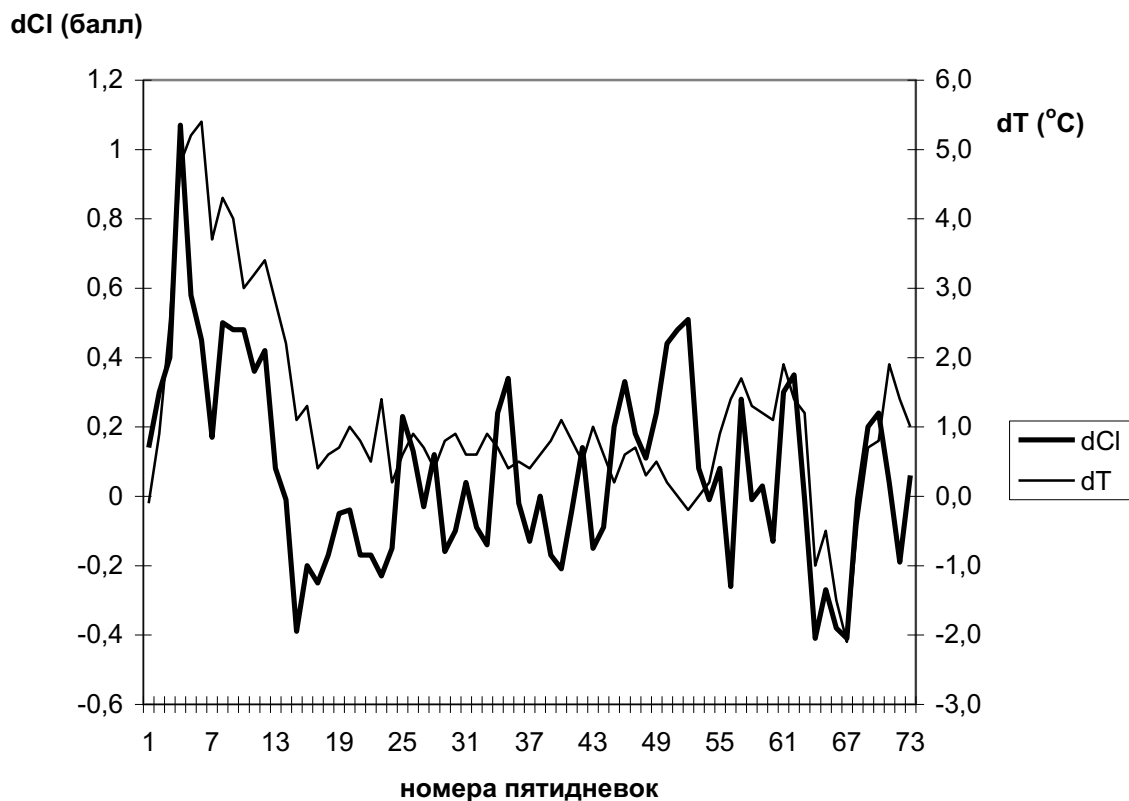


Рис.3.9. Годовой ход (по пятидневкам) аномалий температуры воздуха (dT) и количества общей облачности (dCl) в 1991-2004 годах относительно средних за 1966-1990 годы.

Отдельно на рис. 3.10 показан ход (по пятидневкам) аномалий температуры воздуха и количества общей облачности в теплую часть года (с 21-й по 59-ю пятидневку), когда велика инсоляция и облачность становится заметным отражающим экраном на пути приходящей солнечной радиации.

В это время года отрицательные аномалии количества облачности сопровождаются повышением температуры, а положительные – понижением. Коэффициент корреляции между аномалиями количества облачности и аномалиями температуры воздуха -0.64. При отрицательных аномалиях количества облачности от -0.21 до -0.26 баллов наблюдаются положительные аномалии температуры от +1.1. до +1.4°C. А отрицательная аномалия температуры (-0.2°C) наблюдается только в 52-ю пятидневку (сентябрь), при самой большой положительной аномалии количества облачности (0.51балла).

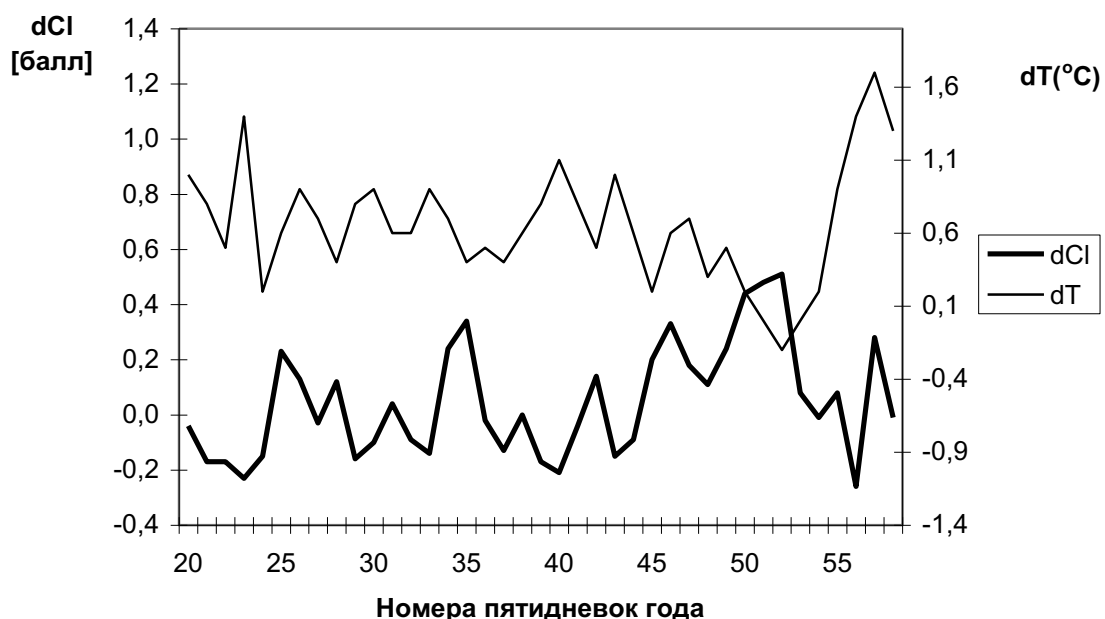


Рис.3.10. Изменение в теплую часть года (по пятидневкам) аномалий температуры воздуха и количества общей облачности в 1991-2004 годах относительно средних за 1966-1990 годы. Станции России в широтной зоне 50-70°С.Ш..

В аномалиях температуры всегда присутствует некоторый сдвиг в положительную сторону, не связанный с облачностью. Возможно это проявление составляющей парникового эффекта  $\text{CO}_2$ . При отрицательной корреляции между облачностью и температурой в этом полугодии, несмотря на то, что в среднем за теплый период аномалия количества облачности положительная, температура в среднем за этот сезон увеличилась.

Таким образом, количественные оценки показывают, что облачность с ее парниковым и отражательным эффектом является одной из главных, но не единственной причиной изменений климата последних десятилетий в России и согласуется с результатами, описанными ранее о наличии парникового эффекта в потеплении климата не связанного с водяным паром.

### 3.5. Сезонные особенности естественных изменений климата

Ранее, при анализе годового хода трендов температуры при безоблачных условиях и радиационного баланса указывалось, что исключением из общего

правила являются соотношения в ноябре-декабре, которые гипотетически объяснялись адвективными процессами. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Анализ проводился по всем станциям России в широтной зоне 50-70°С.Ш.. Для сравнения получены аномалии температуры воздуха по пятидневкам при малооблачных условиях (0-3б общей облачности, относительная влажность  $q < 35\%$ ) и аномалии температуры по пятидневкам без каких-либо условий (условные и безусловные аномалии). В качестве норм взяты средние за 1966-1990 года, а аномалии вычислены за 1991-2004 годы. Полученные значения показаны на рис.3.11.

$dT, dTя (^{\circ}C)$



Рис.3.11. Годовой ход (по пятидневкам) аномалий температуры воздуха в 1991-2004 годах относительно средних за 1966-1990 годы при сухой безоблачной погоде ( $dTя$ ) и без условий ( $dT$ ).

Безусловные отрицательные аномалии в конце года хорошо согласуются с уменьшением количества облачности в это время года, но рис. 3.11 показывает, что условные аномалии, которые от изменений облачности не зависят, тоже (в меньшей мере) показывают понижение температуры в это время года (пятидневки №65-69). Появление отрицательных аномалий

становится понятным из анализа погодичных данных, по которым были получены аномалии.

Для выделения сезонных особенностей исключался годовой ход температуры в самом общем виде за весь период. Из погодичных пентадных значений температуры вычитались средние значения за 1966-2004 годы, остатки (аномалии) представлены в виде двумерной диаграммы аномалий (рис.3.12). По горизонтальной оси отложены годы, а по вертикальной – номера пятидневок года. В году бывает 73 пятидневки, но на рис.3.12 после №73 последней пятидневки года повторно показаны пятидневки от начала года, им присвоены номера 74-146. Такой повтор необходим для непрерывного представления переходов от декабря к январю.

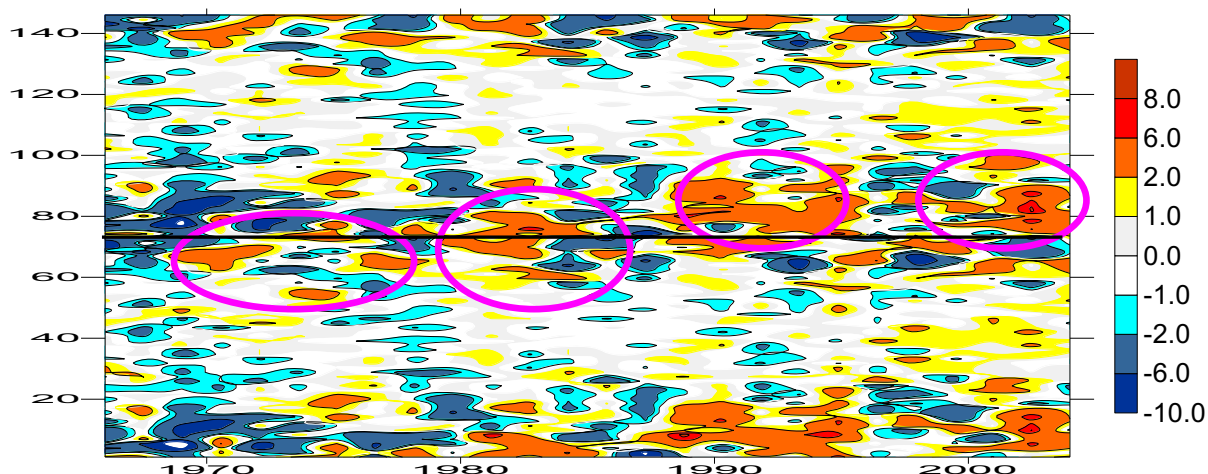


Рис. 3.12. Аномалии температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на территории России по пятидневкам года и по годам. Горизонтальная ось – годы, вертикальная ось – номера пятидневок года с начала января (№1) по конец декабря (№73) и далее повтор за январь-декабрь.

С 1968 по 1984 годы положительные аномалии наблюдались в конце года (ноябрь-декабрь, пятидневки №60-73), что при последующем вычислении норм 1966-1990 привело к их завышению в конце года. Начиная с 1989 года, положительные аномалии перешли с декабря на январь-февраль (пятидневки №74-88), а в ноябре (пятидневки №60-65) стали появляться отрицательно низкие значения. Арифметически понятно, что низкие

значения в ноябре после 1990 года и завышенные нормы в ноябре-декабре за 1966-1990 годы привели к появлению отрицательных аномалий в ноябре-декабре, как в расчетах без учета облачности, так и при сухих малооблачных условиях. Важно другое, положительные аномалии в холодную часть года, выделенные овалами на рис.3.12, появляются ритмически примерно через 10 лет. Ритмичность появления аномалий показывает, что это результат некоторых естественных ритмических процессов, не связанных с парниковыми газами в атмосфере. Поэтому ранее на рис.3.3 при сопоставлении температурных изменений с радиационным балансом в ноябре-декабре обнаруживалось исключительное несоответствие. Теперь понятно, что в ноябре-декабре более четко проявилась естественная изменчивость, не связанная с парниковым эффектом, которая во всех ранее представленных результатах препятствовала чистому выделению парникового эффекта.

Итак, в разделе 3.1 выделены тренды в температуре воздуха на территории России, не связанные с многолетними изменениями количества облачности и влажности воздуха. В течение года преобладают такие соотношения между значениями радиационного баланса и значениями трендов температуры, которые по определению подтверждают парниковую природу трендов температуры. Отсутствие облачности и влаги в атмосфере в анализируемых случаях, позволяет предположить, что в трендах температуры воздуха присутствует парниковый эффект  $\text{CO}_2$  или других газовых составляющих атмосферы (не водяной пар). Тренды среднегодовой температуры воздуха при безоблачной погоде больше, чем при погоде облачной.

С увеличением географической широты возрастает эффективность парникового эффекта  $\text{CO}_2$ , а значения температурных трендов возрастают с увеличением широты только в интервале от 43 до 58°С.Ш., если не детализировать по месяцам. Севернее 58°С.Ш. эффект  $\text{CO}_2$  перекрывается

облачными полями и, возможно, адвективными процессами, температурные тренды ослабевают.

Приведенные результаты демонстрируют составляющие изменений климата, связанные с изменением количества облачности, с парниковыми газами и с естественными ритмическими процессами климатической системы. Атмосфера является одним из компонентов климатической системы, которая находится в тесном взаимодействии с другими ее компонентами и прежде всего с океаном. Поэтому далее рассматривается многолетнее изменение структуры климата, связанное с тепловым взаимодействием атмосферы и океана.

### **Выводы по главе 3**

1. За последние 15 лет преобладают положительные аномалии количества облачности как в холодном так и в теплом полугодиях. В холодном полугодии облачность повышает температуру воздуха в нижней атмосфере (вклад 50% в общую изменчивость), а в теплом – понижает (вклад 25% в общую изменчивость). При этом в аномалиях температуры в течение всего года присутствует некоторая положительная составляющая, не связанная с изменениями облачности. Количественные оценки показывают, что облачность с ее парниковым и отражательным эффектом является одной из главных, но не единственной причиной изменений климата последних десятилетий в России.
2. На территории России произошло увеличение количества общей облачности, которая привела к усилению потепления климата в холодное полугодие за последнее тридцатилетие.
3. Специально подобранные условия численных экспериментов при сухой безоблачной атмосфере и обнаруженные широтные и сезонные особенности изменений многолетних трендов температуры воздуха

свидетельствуют об усилении за последние десятилетия парникового эффекта в атмосфере не связанного изменениями облачности или влажности воздуха.

4. В течение года и на разных географических широтах преобладают такие соотношения между значениями радиационного баланса и значениями трендов температуры сухой безоблачной атмосферы, которые по определению подтверждают парниковую природу трендов температуры. Отсутствие облачности и влаги в атмосфере в анализируемых случаях, позволяет предположить, что в трендах температуры воздуха присутствует парниковый эффект  $\text{CO}_2$  или других газовых составляющих атмосферы (не водяной пар). Тренды среднегодовой температуры воздуха при безоблачной погоде больше, чем при погоде облачной.
5. С увеличением географической широты по естественным причинам возрастает проявление парникового эффекта  $\text{CO}_2$ , а значения температурных трендов возрастают с увеличением широты только до  $58^\circ\text{С.Ш.}$  (без детализации по месяцам). А севернее  $58^\circ\text{С.Ш.}$  эффект  $\text{CO}_2$  перекрывается облачными полями и, возможно, адвективными процессами, температурные тренды ослабевают.
6. В холодное полугодие по естественным причинам возрастает проявление парникового эффекта  $\text{CO}_2$ , но в ноябре-декабре естественные циклические процессы создают в ходе температуры возмущения, которые не позволяют выявить результаты действия парникового эффекта

## ГЛАВА 4

# КОНТИНЕНТАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА И ИНЕРЦИОННОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

### 4.1. Параметры годового хода как показатель континентальности регионального климата

Изменения глобального климата имеют существенные сезонные различия, которые являются следствием всего комплекса физических процессов, происходящих в климатической системе. Сезонный ход метеорологических элементов и его особенности в различных регионах Земли определяются, прежде всего, количеством солнечной радиации, получаемой земной поверхностью и океаном в течение суток, т.е. солнечной инсоляцией. Инсоляция определяется сезоном и географической широтой места, а также некоторыми астрономическими факторами, которыми в нашем случае можно пренебречь. Важнейшим фактором формирования сезонного хода температуры является взаимодействие атмосферы и океана. Это взаимодействие частично динамическое, но в значительно большей мере тепловое [28,29]. В тропической зоне Мирового океана поглощается огромное количество солнечной радиации. Накопившееся там тепло переносится в более высокие широты, становясь важным фактором смягчения климата умеренных и полярных широт в холодную половину года. За год атмосфере с акватории океана передается примерно в 2 раза больше тепла, чем с поверхности суши [30]. Около 80% тепловой энергии, поступающей в атмосферу из океана, является результатом высвобождения скрытой теплоты парообразования. Эта энергия отнимается у океана при испарении с его поверхности и отдается атмосфере при конденсации [54]. Под воздействием притока тепла и водяного пара от океана на континент меняется температура и влажность воздушных масс над континентом. Повышение содержания водяного пара над континентами усиливает естественный парниковый эффект атмосферы.



Плотность воды в сотни раз больше плотности воздуха, а удельная теплоемкость больше в несколько раз. Поэтому теплозапас только верхнего слоя океана толщиной не более 10 метров равен теплоемкости всей атмосферы. В климатической системе океан служит инерционной средой с медленными изменениями, атмосфера менее инерционна и более переменчива, но содержит также и долгопериодные колебания модулируемые океаном.

Океан со своей огромной теплоемкостью и тепловой инерцией воздействует на атмосферу и приводит к искажениям сезонного хода температуры воздуха обусловленного инсоляцией. Искажения заключаются в уменьшении амплитуды годового хода метеорологических элементов и в запаздывании фаз наступления максимума и минимума сезонного хода температуры. Эти искажения наиболее заметны на континентах вблизи океанов и даже на огромных расстояниях вдали от океанов. Так формируются различные типы климата регионов: морской, умеренно континентальный, континентальный и др. В морском и умеренно-континентальном климате экстремумы годового хода наступают на один-два месяца позднее экстремумов инсоляции. В результате этого весна в морском климате холоднее осени.

Амплитуда годового хода инсоляции, а, следовательно, и температуры, зависят от географической широты, поэтому для выделения влияния океана на климат регионов используют так называемые индексы континентальности климата, в которых влияние широты нивелируется и выделяется только та часть изменения амплитуды годового хода, которая по определению является следствием влияния океана на региональный климат. Например, индекс континентальности по С. П. Хромову и индексы других авторов вычисляются по амплитуде годового хода температуры. Индексы континентальности давно стали классической мерой, используемой для классификации климатов различных регионов Земли. Значения индекса континентальности являются важнейшей характеристикой регионального климата для оценки различий

между морским и континентальным климатом. Однако в условиях меняющегося глобального климата с годами изменяется континентальность регионального климата в различных точках Земли. Поэтому индексы континентальности, вычисляемые погодично, могут служить некоторой мерой изменений влияния океана на климат континентов. В эпоху индустриализации, в связи с данными об антропогенном потеплении глобального климата, следует учитывать, что амплитуда годового хода может зависеть не только от влияния океана, но и от возрастающего парникового эффекта антропогенного происхождения. Теперь амплитуда годового хода и индексы, вычисляемые на ее основе, уже не могут служить исчерпывающими показателями континентальности климата. Они должны дополняться индексами, вычисляемыми на основе запаздывания экстремумов годового хода температуры из-за большой тепловой инерции океана. Сдвиг экстремумов годового хода не имеет прямой зависимости от парникового эффекта и поэтому при любом количестве парниковых газов в атмосфере может являться характеристикой взаимодействия океана и атмосферы.

Если годовой ход описать синусоидой, то по ее фазе можно определить запаздывание годового хода, но во многих регионах Земли синусоида плохо описывает годовой ход, поэтому далее в работе использовался авторский показатель запаздывания фазы годового хода.

#### **4.2. Инерционность годового хода температуры как показатель взаимодействия атмосферы и океана**

В задачах изучения и моделирования климата взаимодействие между океаном и атмосферой является одной из важнейших задач, которая плохо решается из-за недостаточного количества многолетних данных, прежде всего о состоянии океана на глубинах. Предложенный индекс позволяет на основе имеющихся данных обнаружить изменения интенсивности теплового взаимодействия атмосферы и океана, происходящие в условиях современных изменений климата.

При отсутствии инерционного воздействия океана на атмосферу наступление максимума годового хода температуры совпадало бы с моментом максимума инсоляции (конец июня), а минимум температуры – соответственно совпадал бы с минимумом инсоляции (конец декабря). (Тепловая инерционность самой атмосферы и суши пренебрежительно мала по сравнению с инерционностью океана). Фактически, под влиянием океана в годовом ходе температуры наблюдается запаздывание экстремумов, так, как это показано на модельном примере двух синусоид на рис. 4.1.

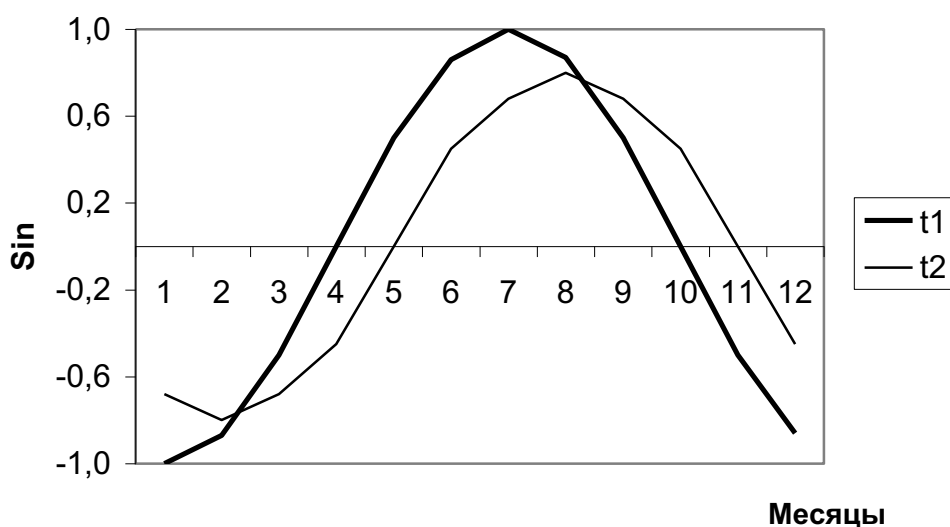


Рис. 4.1. Демонстрация запаздывания сезонного хода температуры воздуха в умеренно-морском климате (модель)

Чем больше запаздывание, тем больше будет площадь на графике между кривыми t1 и t2 в переходные сезоны (рис.4.1). При полном отсутствии инерции сезонный ход температуры был бы симметричен относительно осей, проходящих между декабрем-январем и июнем-июлем, январские температуры были бы равны декабрьским, февральские – были бы равны ноябрьским и т.д. Но инерция смещает минимум температуры на январь-февраль, максимум – на июль-август. Разность температур между месяцами, симметричными по притоку инсоляции, дает оценку влияния океана. Среднее значение таких разностей по шести парам месяцев, начиная с пары декабрь-январь и заканчивая парой июнь-июль, дает интегральную оценку

инерционности сезонного хода температуры за год. При этом учитываются все месяцы. Инерционность сезонного хода температуры является следствием аккумулирующего действия океана на температуру на станции за весь год.

Индекс сезонной инерционности  $k$  предлагается вычислять по формуле:

$$k = \frac{1}{n} \sum (t_{13-i} - t_i) \quad (4.1)$$

где  $n=6$  - число пар месяцев;

$t$  – среднемесячная температура;  $i$  – номер месяца от 1 до 6.

С уменьшением различий между симметричными месяцами индекс  $k$  уменьшается, что соответствует уменьшению взаимодействия океана с атмосферой над ним.

Сдвиг годового хода относительно инсоляции приводит к различиям температуры весны и осени. Предложенный авторский индекс прямым образом отражает температурные различия между осенью и весной, которые неизбежно возникают при сдвигах фаз их начала и окончания. Два показателя индекс континентальности и индекс инерционности совместно могут не только дать оценку континентальности климата, но позволить проследить изменения во времени интенсивности воздействия океана на атмосферу.

О том, что интенсивность взаимодействия может варьировать в течение времени, говорят факты известные прогнозистам-синоптикам, которые прогнозируют трансформацию воздушной массы в барических образованиях при их движении с Атлантики на Европу. Теория и практика показывает, что по пути движения на состояние барического образования влияет температура поверхности океана. На этом основаны прогностические формулы трансформации воздушных масс. Однако, иногда, воздушные массы проходят над океаном без существенных изменений, взаимодействие с океаном оказывается неэффективным. Причины могут быть разные, однако наиболее важной в данном случае представляется роль толщины верхнего

однородного слоя океана, теплоемкость которого и определяет количество тепла, которым обменивается атмосфера с подстилающим океаном. Не температура поверхности океана, а количество тепла во всем однородном слое океана, взаимодействующим с атмосферой, является важнейшей мерой для трансформации воздушной массы. В применении к климатическим масштабам времени условия трансформации воздушных масс остаются те же. Толщина верхнего однородного слоя перемешивания в климатическом плане может зависеть от некоторых глубинных долгопериодных океанических процессов и циркуляции в океане, для изучения многолетних особенностей которых недостаточно длительности и густоты имеющихся глубоководных измерений.

Сведения о том, что индекс инерционности не просто отражает локальные сезонные эффекты поля температуры, а связан с глобальными процессами на Земле, приведены в разделе 4.5. Там, в частности, показано, что после исключения векового линейного тренда из индекса  $k$ , его остатки хорошо коррелируют с вековыми изменениями скорости осевого вращения Земли. А изменения индекса с периодами около десяти и двадцати лет коррелируют с изменениями солнечной активности (Числа Вольфа) и с орбитальными возмущениями Земли.

#### **4.3. Инерционность годового хода температуры и изменения климата**

Анализ инерционных особенностей сезонных изменений глобального климата проводился по среднемесячным обобщенным данным о температуре над континентами северного полушария за 1880-2003 годы. Данные подготовлены в Национальном климатическом центре США (NCDC). Источник данных [ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/anomalies/land\\_meanT\\_C.all](ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/anomalies/land_meanT_C.all).

Выполнен анализ многолетних изменений показателя континентальности и индекса инерционности. Обобщенные полушарные данные температуры не имеют географической широты, поэтому

континентальность атмосферы в каждом году оценивалась по амплитуде годового хода.

На рис. 4.2 показан многолетний ход среднегодовой температуры воздуха над континентами и индекс инерционности сезонных изменений, рассчитанный по тем же данным.

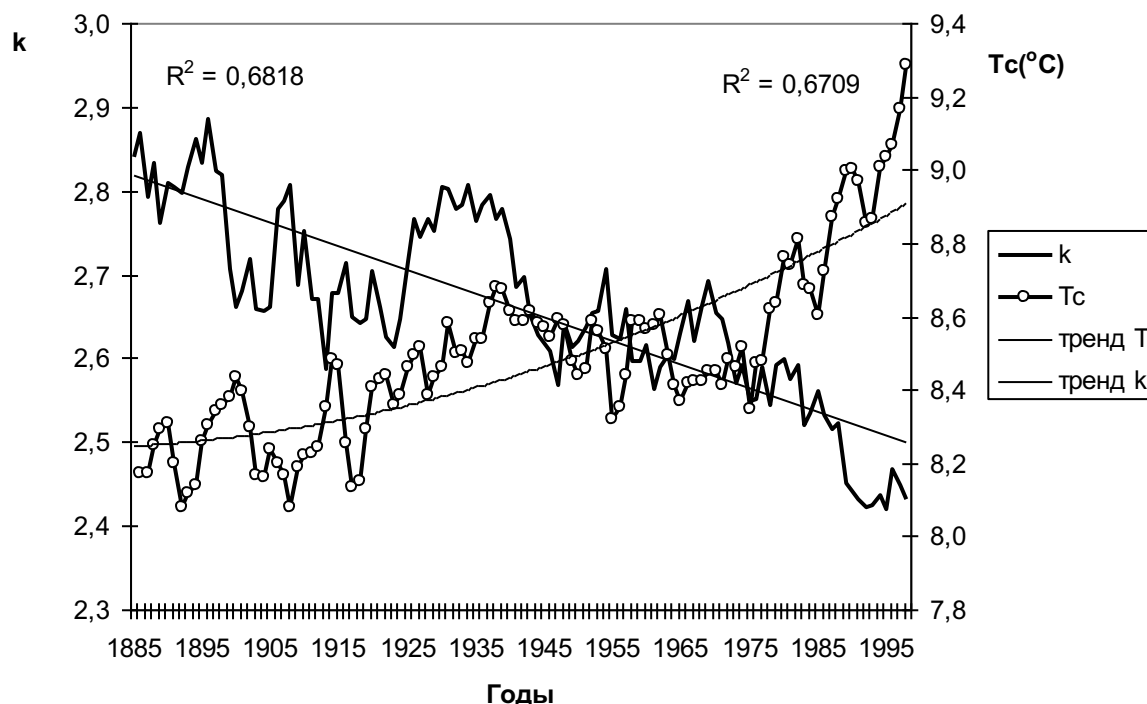


Рис.4.2. Среднегодовая температура воздуха над континентами северного полушария ( $T_c$ ) и индекс сезонной инерционности атмосферы ( $k$ ), скользящие средние по трехлетиям.

Коэффициент корреляции между температурой и индексом  $R = -0.70$  (вероятность случайности  $P_{сл} < 5\%$ ). После исключения трендов из каждого ряда коэффициент корреляции между остатками остается отрицательным  $R = -0.15$  и достоверным ( $P_{сл} < 5\%$ ). Зависимость прослеживается на вековом интервале и сохраняется на интервалах одного-двух десятилетий. В этом статистическом сопоставлении заложен важный физический смысл.

На территории России более надежные данные появились с 1936 года, когда существенно была расширена сеть метеорологических станций. По данным за 1936-2005 годы построены графики индекса инерционности и

обобщенной по станциям России среднегодовой температуры воздуха (рис.4.3).

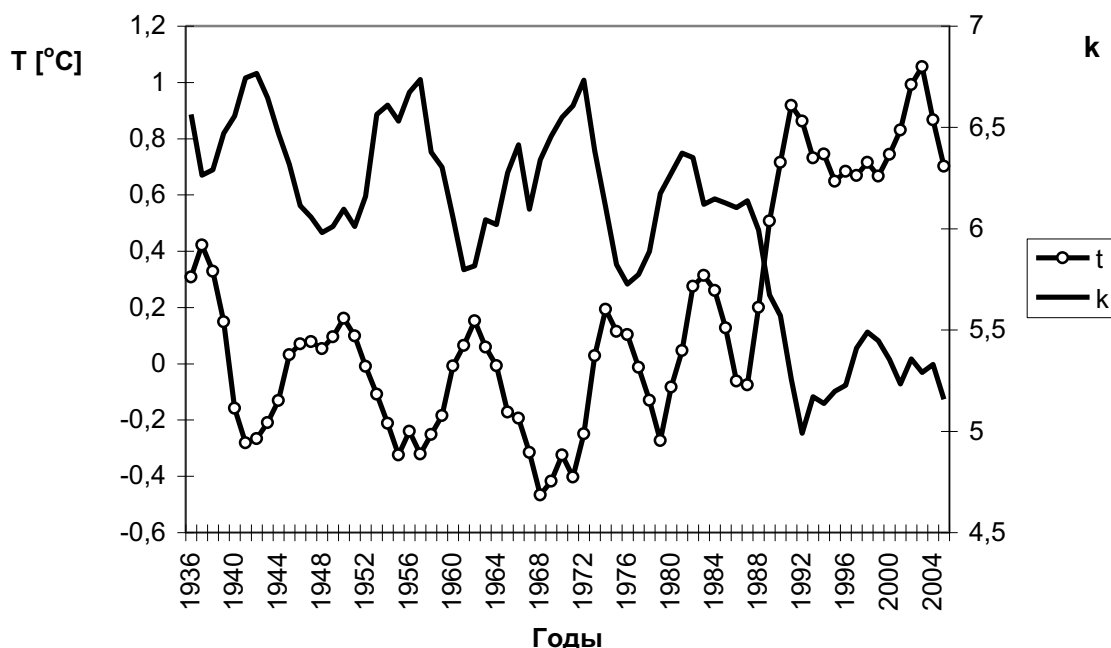


Рис.4.3. Индекс инерционности и среднегодовая температура воздуха на территории России. Коэффициент корреляции -0.86

Из рис.4.2 и 4.3 видно, что известное глобальное потепление происходит на фоне уменьшения сезонной инерционности атмосферы, проявляющееся в том, что различия между температурой осени и весны с годами уменьшаются. Это означает, что за последние более 100 лет постепенно уменьшается влияние океана на континентальную атмосферу, климат становится более континентальным. Такое уменьшение возможно при постепенном изменении атмосферной циркуляции или при уменьшении толщины деятельного слоя океана, участвующего в теплообмене с атмосферой.

Без анализа изменений амплитуды годового хода картина была бы не полной. На рис.4.4 показаны индекс сезонной инерционности атмосферы и изменения амплитуды годового хода, полученные по тем же данным. Из рисунка видно, что по данным с 1885 года по настоящее время амплитуда годового хода имеет устойчивый отрицательный тренд, так же как отрицательный тренд имеет показатель сезонной инерционности атмосферы.

Доля дисперсии, обусловленная линейным трендом, составляет 33% для амплитуды и 68% для индекса инерционности (вероятность случайности в обоих случаях менее 5%).

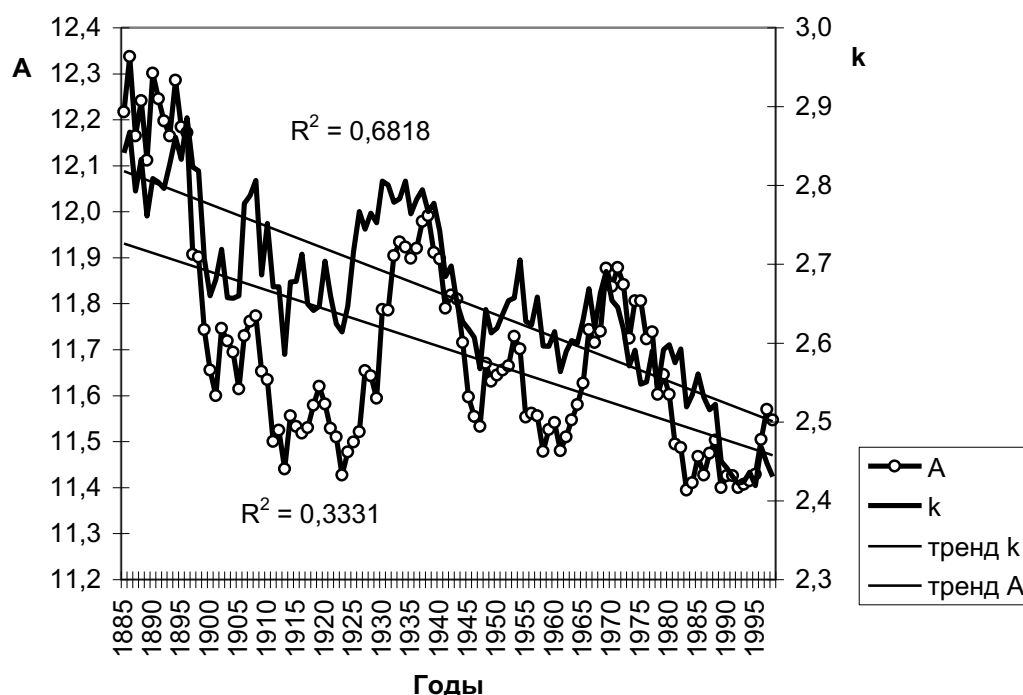


Рис.4.4. Амплитуда годового хода (A) и индекс инерционности (k) годового хода температуры по осредненным данным над континентами

Амплитуда постепенно уменьшается и отставание годовых экстремумов от сезонного хода инсоляции тоже уменьшается. Такое сочетание невозможно объяснить только изменением особенностей взаимодействия атмосферы и океана. Ослабление влияния океана на атмосферу должно приводить к увеличению амплитуды годового хода. А уменьшаться амплитуда годового хода температуры над континентами может за счет парникового эффекта, усиливающегося от накопления парниковых газов.

Рассмотрим пространственные особенности выявленных полушарных закономерностей. Для этого были вычислены погоди́чные индексы инерционности по отдельным станциям северного полушария (около 6 тысяч станций), по каждой станции вычислен тренд индекса за весь анализируемый интервал лет 1920-2005г и, отдельно, за последние три десятилетия 1976-



2005г. Достоверность трендов оценивалась по критерию Стьюдента. На рис.4.5 показано пространственное распределение трендов индекса инерционности атмосферы, полученных за 1920-2005 годы.

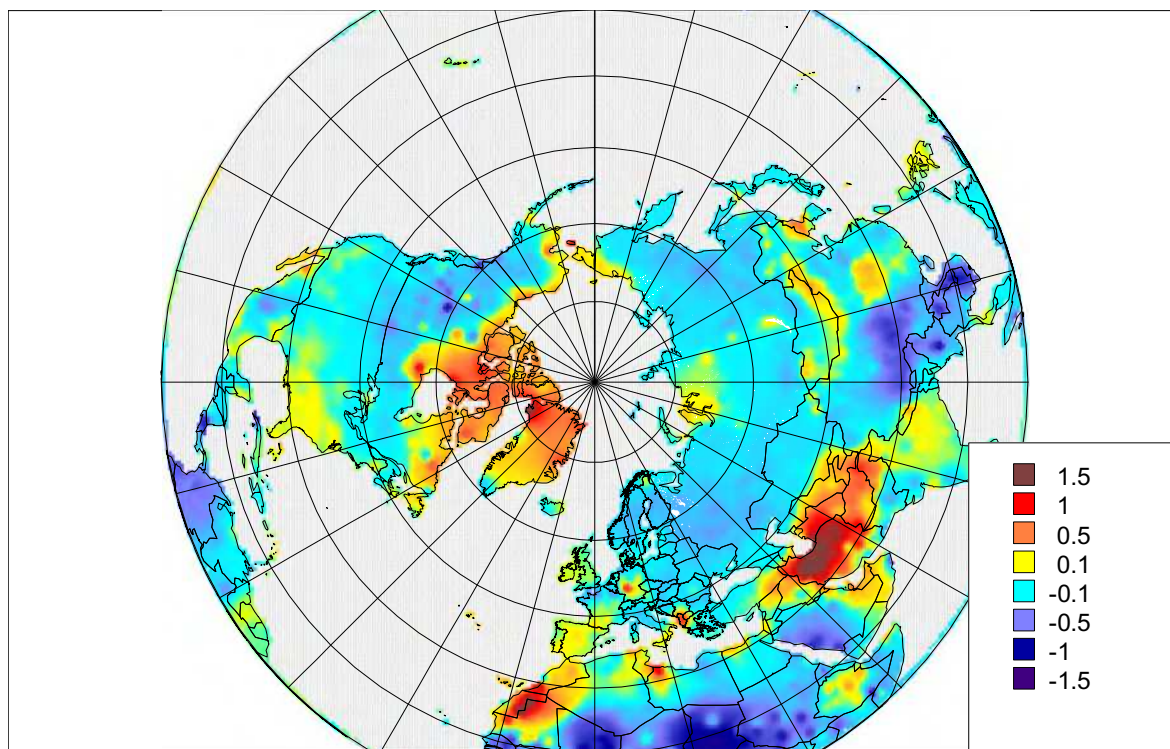


Рис. 4.5. Тренды индекса сезонной инерционности атмосферы за 1920-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет)

Статистическая достоверность трендов на станциях обнаруживается во всех регионах и подтверждает неслучайность пространственного распределения трендов. Видно, что отрицательные тренды индекса преобладают на Северном полушарии. Это можно интерпретировать как многолетнюю тенденцию ослабления влияния океана на большую часть суши северного полушария.

Наиболее быстрые изменения климата происходили с середины 1970-х годов. Поэтому важно оценить изменения за последние десятилетия более тщательно. На рис.4.6 показана карта изменений индекса инерционности за 1976-2005 годы.

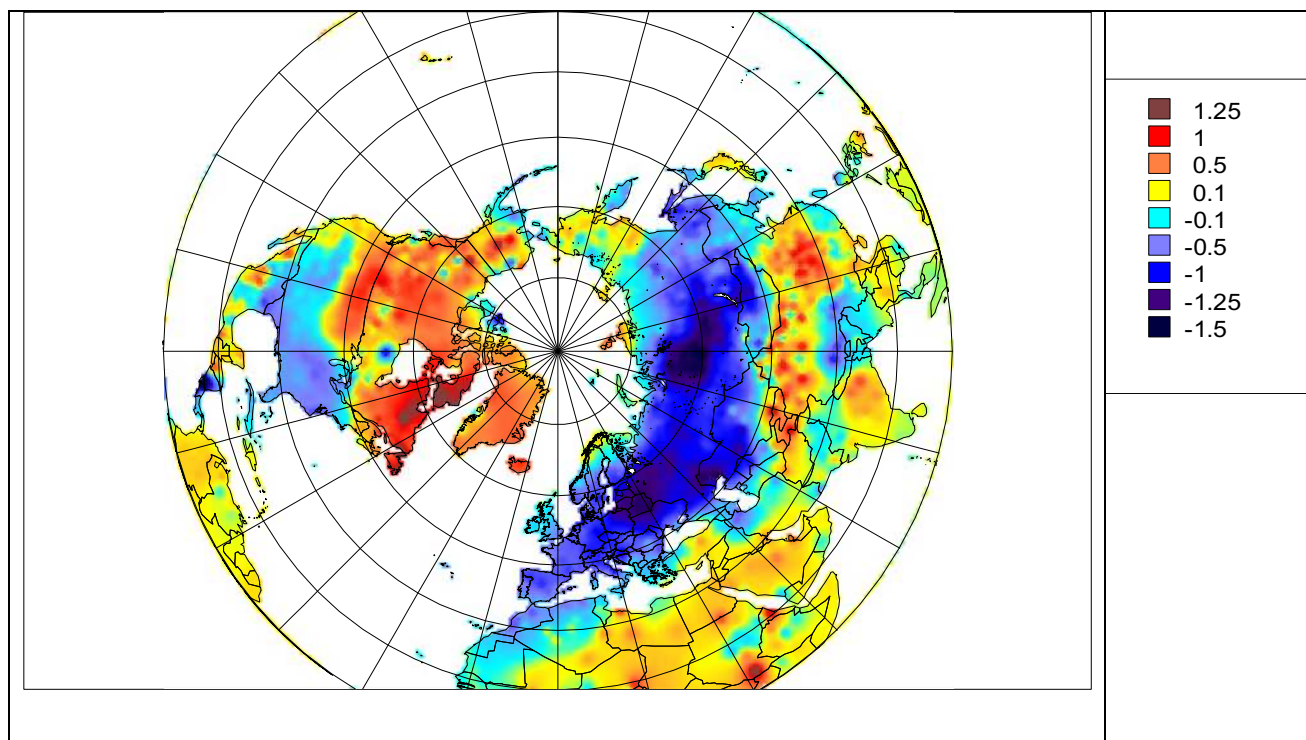


Рис.4.6.Тренды индекса сезонной инерционности атмосферы за 1976-2005 годы ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет).

За 30 лет заметно ослабло влияние океанов на атмосферу на обширной территории в Евразии севернее  $45^{\circ}$  СШ от Атлантики до меридиана  $130^{\circ}$ , исключая Таймыр. На описанной обширной территории индекс инерционности атмосферы имеет отрицательный тренд. Наиболее значительное ослабление на этой обширной территории произошло в Сибири (рис.4.6). Восточнее  $130^{\circ}$  долготы, на Колыме и Чукотке, суша расположена севернее  $60^{\circ}$ , а тренды индекса там слабые положительные.

Южнее описанной территории (южнее географической широты  $40-45^{\circ}$ ) в Евразии от Атлантики до Тихого океана тренды индекса преимущественно положительные, инерционность атмосферы в этих районах возрастает за последнее тридцатилетие, можно предположить, что влияние океана на континентальную атмосферу здесь возрастает. Однако в таких низких широтах годовой ход слабый и сезонные сдвиги плохо выражены, поэтому к результатам, относящимся к низким широтам, следует относиться как к предварительным. В экваториальных и тропических широтах индекс

инерционности вообще не следует применять, так как четкий годовой ход здесь отсутствует.

В Американском секторе широтное распределение трендов противоположное. Севернее 40-45° тренды индекса положительные, а южнее – отрицательные. Отрицательные тренды индекса наблюдаются также на западе Аляски. Ослабло также влияние океанов на атмосферу на северо-западе Африки и в высокогорных районах Азии (рис.4.6). Выявленные особенности базируются на статистически достоверных трендах ( $P_{\text{сл.}} < 5\%$ ).

Расположение обширных районов в средних и высоких широтах с отрицательным трендом индекса в Евразии и районов с положительным трендом на аналогичных широтах Америки показывает, что за рассмотренные 30 лет влияние океана на атмосферу в средних и высоких широтах ослабевало в Евразии и усиливалось в Америке. Южнее 40-45°, наоборот, в Америке влияние океана на атмосферу ослабевало, а в Евразии – усиливалось.

Сравнение карт трендов полученных на интервале 1920-2005 и 1976-2005г, показывает, что общая площадь территории северного полушария с отрицательными трендами индекса в последние десятилетия уменьшилась, но контрасты между регионами с разными знаками трендов усилились.

При интерпретации всех полученных результатов, касающихся изменения амплитуды годового хода и инерционности атмосферы (сдвига экстремумов годового хода), необходимо учитывать, что теоретически уменьшение амплитуды годового хода возможно как при усилении воздействия океана на континентальный воздух, так при усилении парникового эффекта накапливающихся парниковых газов в атмосфере. В первом случае (при усилении роли океана) уменьшение амплитуды обязательно должно дополняться увеличением сдвига (запаздывание) сезонных изменений температуры в результате инерционности теплового воздействия океана на атмосферу. Но, по результатам анализа, увеличения

запаздывания не происходит, наоборот, за последние более 100 лет запаздывание уменьшается (отрицательные тренды индекса инерционности).

Во втором случае (при накоплении парниковых газов) возможно уменьшение амплитуды годового хода без увеличения запаздывания сезонных экстремумов, но на самом деле наблюдается уменьшение запаздывания сезонных экстремумов.

Полученные результаты можно объяснить одновременным усилением парникового эффекта и ослаблением воздействия океана и атмосферы.

Представленные результаты показывают, что за рассмотренные более 100 лет два фактора действовали в противоположных направлениях. Парниковый эффект оказался сильнее в части влияния на амплитуду годового хода, поэтому, несмотря на увеличение континентальности глобального климата в масштабе столетия, амплитуда годового хода в это же время уменьшалась за счет парникового эффекта. Отсюда вытекает, что парниковая составляющая изменений амплитуды годового хода частично скрыта усилением континентальности климата.

Выше на рис.4.2 кроме уже описанных трендов, видны многолетние интервалы, когда индекс инерционности значительно отличался от трендовых значений. Так в 20-30-х годах инерционность годового хода была заметно выше, а в последнее десятилетие – заметно ниже трендовых значений. Повышенная инерционность означает, что в 20-30-е годы, в «годы потепления Арктики», два десятка лет океан стабильно оказывал более сильное влияние на атмосферу, чем в другие годы. На рис.4.7 показано изменение глобальной температуры воздуха над континентами и температуры поверхности Мирового океана. Усиленное воздействие океана на атмосферу в 20-30-е годы происходило при одновременном повышении температуры океана, что не могло не отразиться на повышении температуры воздуха над континентами. Возможно, усиленная отдача тепла океаном тогда оказалось главной причиной первого глобального потепления.

В 40-60-е годы температура поверхности океана чуть понизилась (рис.4.7), а в последующие годы опять происходило медленное повышение температуры поверхности океана.

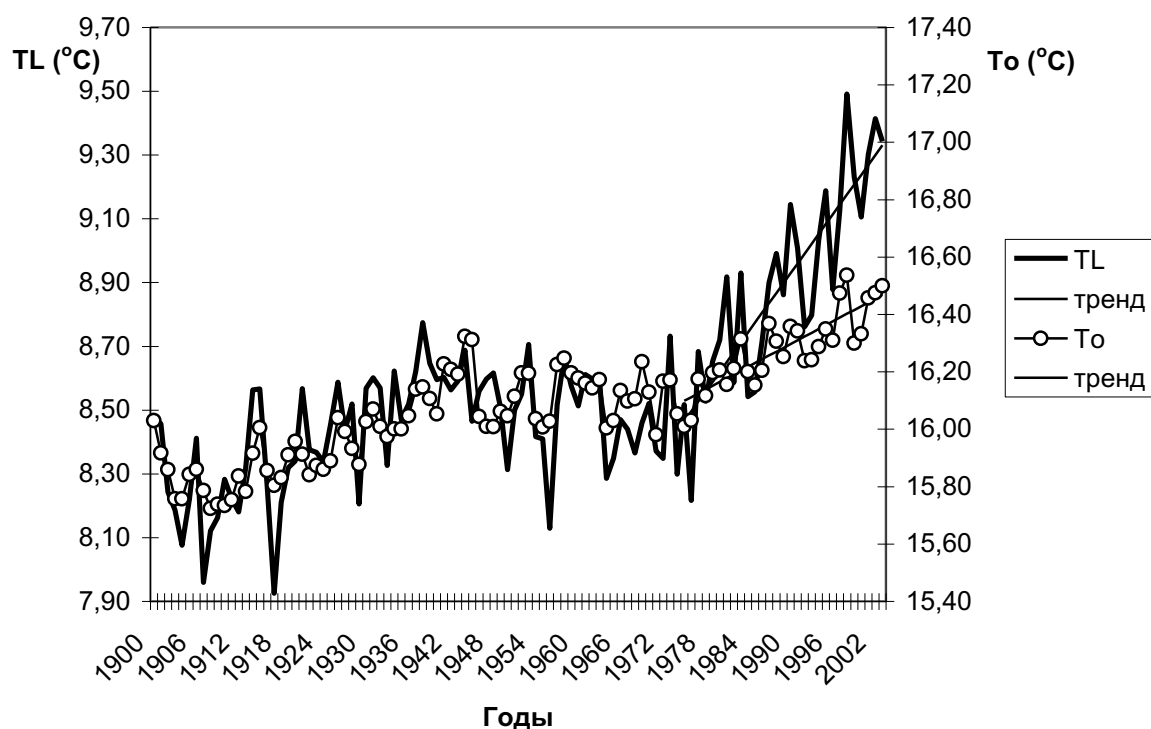


Рис.4.7. Глобальная температура над континентами (TL)и температура поверхности Мирового океана (To)

Среднегодовая температура воздуха над континентами всегда была ниже температуры поверхности океана, но до 1980 года изменения их происходили с одинаковыми скоростями: роста от начала века до 1939 года и падения - от 1940 по 1979 год. А далее тренд потепления континентального воздуха значительно превышал тренд температуры поверхности океана.

Резкое потепление климата, начиная с 1970-х и особенно с 1990-х годов, обычно объясняют антропогенным эффектом, который набирает угрожающую скорость. Учитывая результаты анализа об ослаблении демпфирующего эффекта океана в эти годы, о скорости антропогенного потепления следует сказать особо. Наблюдаемые глобальные изменения климата действительно нельзя объяснить только адвекцией тепла из океана.

Температура океана растет в эти годы не столь быстро и одновременно связь атмосферы с океаном ослабляется (ослабляется и инерционное влияние океана на атмосферу), значит, усиление адвекции в последние 20-30 лет происходит еще медленнее, чем растет температура поверхности океана и не может служить источником стремительного повышения глобальной температуры континентального воздуха. Темпы современного потепления глобального климата тоже нельзя объяснить только антропогенным влиянием. К тому же столь интенсивного роста концентрации парниковых газов антропогенного происхождения в последние два десятилетия не наблюдается. Опять же, учитывая результаты анализа об ослаблении аккумулирующего эффекта океана в эти годы, можно предположить, что усиленное потепление климата в последние два-три десятилетия произошло из-за накопленных ранее парниковых газов на фоне ослабления аккумулирующей роли океана.

Несмотря на то, что полученные результаты подтверждают наличие парниковой составляющей в изменениях глобального климата со всеми возможными последствиями, следует отметить, что экспоненциальное потепление в последние 10-20 лет, вызывающее особые опасения человечества своей скоростью, на самом деле не в полной мере являются результатом такого же ускоренного антропогенного воздействия на климат. В последние годы произошло наложение антропогенного фактора потепления на временное ослабление сдерживающего эффекта океана – произошла акцентация антропогенного потепления. Если в последующие годы взаимодействие океана и континентальной атмосферы станет повышаться, то скорость глобального потепления может существенно замедлиться. По мнению С.С.Лаппо океан может являться как неисчерпаемым источником, так и поглотителем тепла атмосферы. Он утверждал [48], что естественные многолетние колебания теплового и динамического режимов Мирового океана и атмосферы весьма значительны и наверняка превосходят современные предполагаемые глобальные антропогенные изменения климата

До начала 70-х годов наблюдались синхронные тренды в температуре поверхности океана и в температуре континентального воздуха, видимо парниковый эффект в тех условиях был несущественным по сравнению с эффектом взаимодействия атмосферы и океана. Эта ситуация может повториться, если взаимодействие атмосферы и океана по каким-либо причинам опять усилится. Теплостойкость океана и его возможности по усвоению тепла безграничны [48].

Ослабление взаимодействия океана и атмосферы в последние десятилетия позволило увидеть проблему накапливающихся антропогенных парниковых газов и изменений климата, однако, предстоящие изменения климата будут зависеть не только от парникового эффекта в атмосфере, но и от состояния других составляющих климатической системы.

#### **4.4. Инерционность и изменчивость климата**

Если многолетние изменения тепловой инерционности атмосферы проявляются в параметрах годового хода, то можно ожидать проявление подобного влияния в межгодовой изменчивости. Индекс инерционности (см. 4.1) является показательным только в зоне выраженного годового хода, в связи с этим отбирались станции на географических широтах севернее 50°. Таким образом, для анализа было отобрано полторы тысячи станций. По каждой из них вычислены погодичные значения индекса инерционности и тренды индекса за 1920-2005 годы. За тот же период по каждой станции получены уравнения линейных трендов многолетнего хода температуры по каждому отдельному месяцу. Вычитание трендовых значений из исходных рядов температуры позволило получить многолетние ряды отклонений от трендов для изучения межгодовой изменчивости.

Значения в рядах отклонений могут быть положительными и отрицательными. Если существует рост межгодовой изменчивости, то должны возрастать по модулю как положительные, так и отрицательные значения рядов отклонений или могут возрастать значения только одного знака. Далее вычислялись отдельно тренды по положительным и по модулю

отрицательных значений отклонений. Увеличение с годами отклонений любого из знаков является характеристикой роста межгодовой изменчивости. Региональные особенности, как межгодовой изменчивости, так и инерционности атмосферы различны на полушарии, они определяются циркуляционными особенностями сезона и региона. Важно понять, есть ли между знаком многолетнего тренда инерционности и знаком многолетнего тренда изменчивости на станции определенное соотношение. Далее по всем станциям оценивается количество (в %) совпадений знаков трендов в двух вариантах:

- уменьшение инерционности и рост изменчивости на станции;
- увеличение инерционности и падение изменчивости на станции.

Оба варианта соответствуют подтверждению гипотезы о зависимости межгодовой изменчивости климата от интенсивности взаимодействия атмосферы с океаном. Отсутствие, в каком либо регионе указанных совпадений, следует рассматривать как отсутствие влияния инерционности атмосферы на межгодовую изменчивость климата.

На рис.4.8 для января показаны регионы в северном полушарии севернее 50° с.ш., в которых совпадение одного из двух указанных вариантов наблюдалось.

То есть, на рис.4.8 выделены регионы, на которых подтверждается гипотеза о связи межгодовой изменчивости климата с интенсивностью взаимодействия атмосферы с океаном. К таким регионам относятся все Европейские страны, большая часть России и почти вся Канада. Калужская область попадает в регион, в котором подтверждается роль океана в формировании межгодовой изменчивости климата.



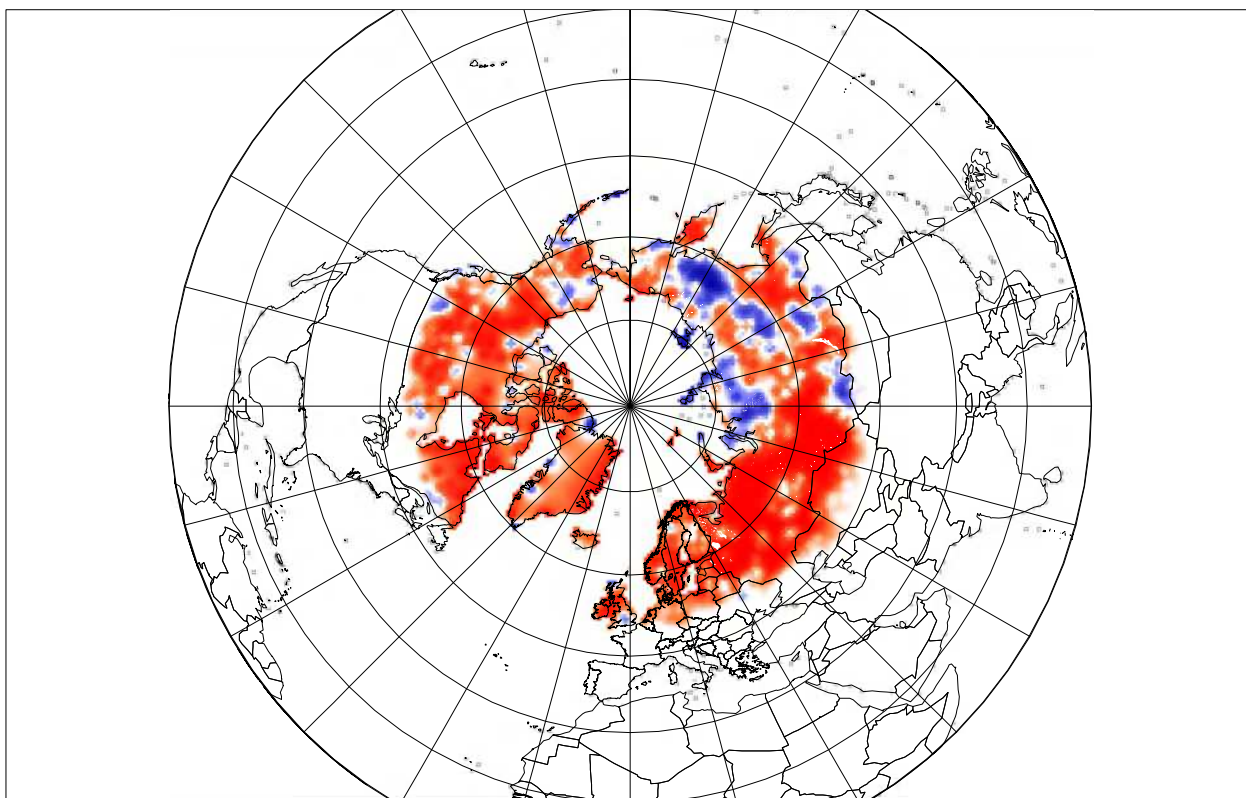


Рис.4.8. Регионы, в которых обнаружена зависимость величины межгодовой изменчивости температуры от изменения интенсивности взаимодействия атмосферы с океаном (красный – зависимость есть, синий – зависимости нет, белый – интенсивность взаимодействия не изменялась). Январь.

По другим месяцам пространственное распределение таких областей меняется в соответствии с изменениями характера атмосферной циркуляции, и меняются количественные оценки, но общий вывод о связи межгодовой изменчивости климата с интенсивностью взаимодействия атмосферы с океаном сохраняется.

По всем месяцам произведены подсчеты количества станций, на которых подтверждается упомянутая гипотеза, сводные результаты показаны на диаграмме (рис.4.9). Из рис.4.9 видно, что при уменьшении индекса инерционности, во все месяцы года на полушарии преобладает рост изменчивости температуры – около 65% случаев. При увеличении индекса инерционности во все месяцы преобладает падение изменчивости температуры - более 80% случаев. Гипотеза, в основном, подтверждается.

Аналогичные подсчеты, выполненные за последние 30 лет, показали более тесную зависимость межгодовой изменчивости от инерционности атмосферы (рис.4.10).

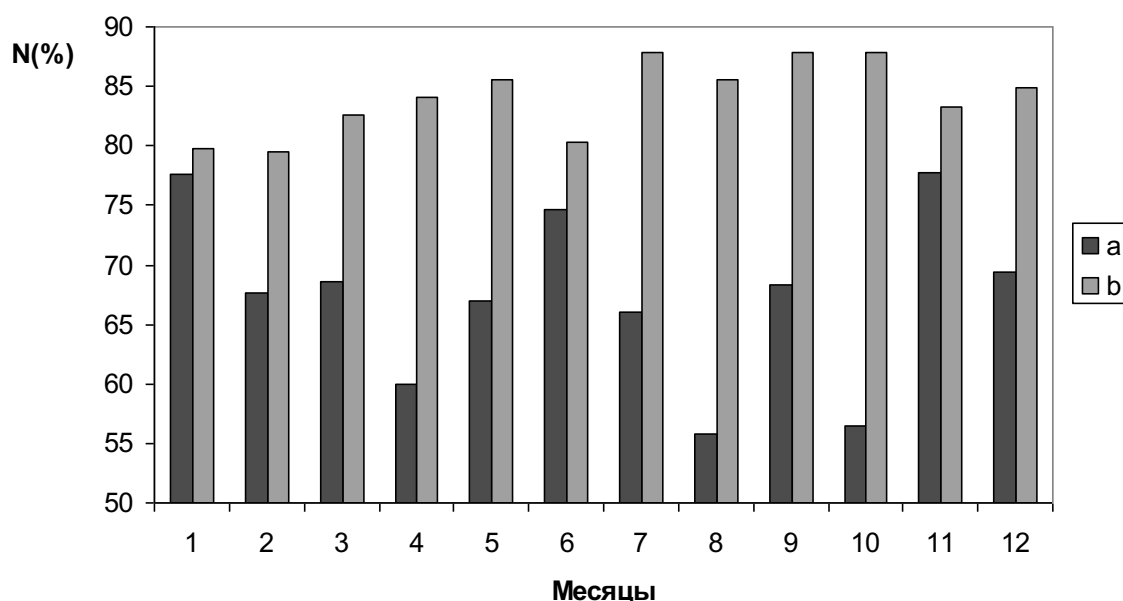


Рис. 4.9. Количество станций (%), на которых по данным за 1920-2005г подтверждается гипотеза в двух вариантах: - а) уменьшение инерционности и рост изменчивости; - б) увеличение инерционности и падение изменчивости.

Из рис.4.10 видно, что в последние три десятка лет при уменьшении индекса инерционности (вариант а), во все месяцы года наблюдался рост изменчивости температуры – в январе на 56% станциях, а во все другие месяцы на 70-90% станциях северного полушария. При увеличении индекса инерционности (вариант б) – в январе на 65% станциях, а во все другие месяцы на 70-90% станциях северного полушария. Последнее тридцатилетие отличается самыми низкими значениями индекса инерционности и большим количеством станций, на которых подтверждается связь межгодовой изменчивости с интенсивностью теплового взаимодействия атмосферы и океана.

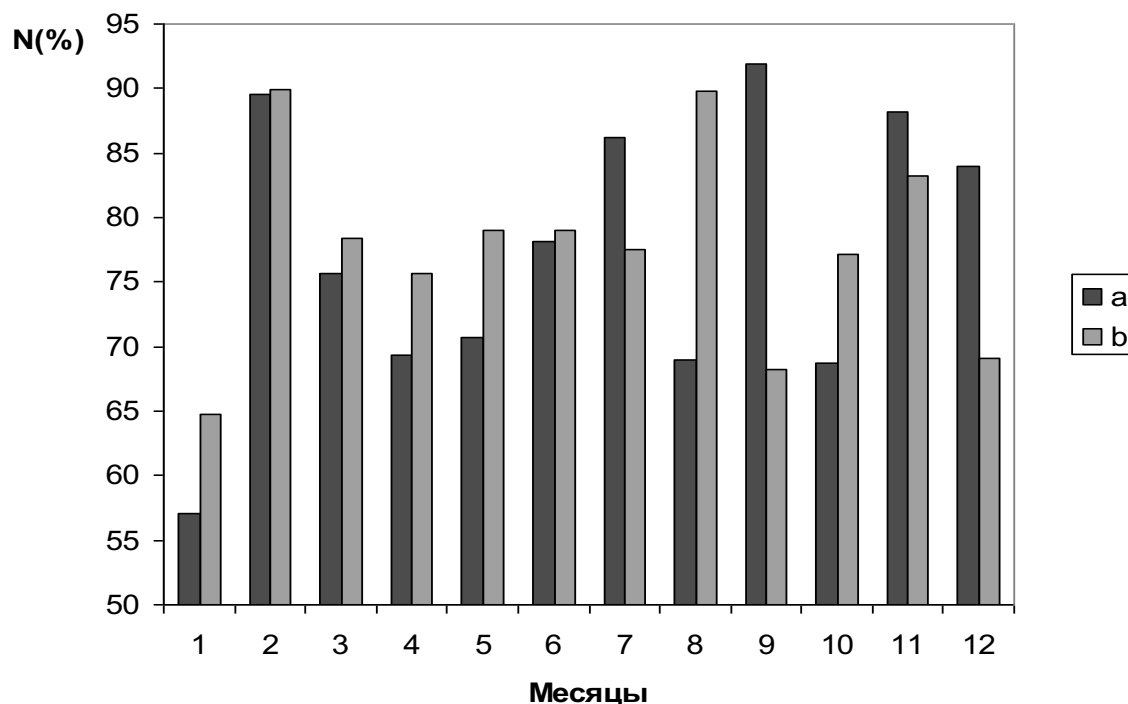


Рис.4.10. Количество станций (%), на которых по данным за 1976-2005г подтверждается гипотеза в двух вариантах: - а) уменьшение инерционности и рост изменчивости; - б) увеличение инерционности и падение изменчивости.

Полученные результаты подтверждают, что в тех регионах, где в XX веке происходит ослабление взаимодействия атмосферы и океана, наблюдается рост изменчивости (рост модуля положительных и отрицательных отклонений температуры от тренда), а там где взаимодействие атмосферы и океана усиливается, океан оказывает сглаживающее действие и наблюдается уменьшение межгодовой изменчивости температуры (уменьшение модуля положительных и отрицательных отклонений от тренда).

Итак, в результате исследований показана зависимость изменений глобального климата от интенсивности взаимодействия океана и атмосферы. Ослабление взаимодействия океана и атмосферы в последние десятилетия XX века позволило увидеть проблему накапливающихся антропогенных изменений климата.

Впервые обращено внимание на изменение инерционных свойств климатической системы и последующие изменения климата. Получено

косвенное подтверждение океанической и парниковой составляющих в изменениях глобального климата. В последние десятилетия произошло наложение антропогенного фактора потепления на временное ослабление демпфирующего эффекта океана - глобальное потепление ускорилося. Если в последующие годы связь океана с континентальной атмосферой будет усиливаться, то скорость глобального потепления может существенно замедлиться.

Усиление изменчивости и экстремальности регионального климата последних десятилетий совпадает по времени с ослаблением в тех же регионах взаимодействия атмосферы с океаном и уменьшением инерционности сезонных преобразований.

#### **4.5. Изменение инерционности климатической системы при внешних воздействиях**

##### *Изменение скорости осевого вращения Земли*

Изменение глубинных долгопериодных океанических процессов и океанической циркуляции неизбежно приводят к переносу массы в меридиональном направлении и к изменению момента импульса осевого вращения Земли. Равно и наоборот, изменения скорости вращения Земли под влиянием внешних факторов могут привести к изменению циркуляции вод океана и атмосферной циркуляции. Известно, что продолжительность суток (скорость осевого вращения Земли) может изменяться только на доли секунды, но из-за огромной массы Земли при этом момент ее вращения изменяется настолько, что для сохранения общего момента вращения Земли, включая атмосферу, должны возникнуть компенсационные движения в атмосфере, сравнимые с реально наблюдаемыми воздушными потоками. При этом можно предположить, что океанические течения тоже будут участвовать в компенсационных процессах с изменением горизонтальной и вертикальной циркуляции. Результатом таких возмущений в океане может

стать изменение толщины слоя, участвующего в теплообмене с атмосферой, и изменение индекса инерционности атмосферы.

Корреляцию между индексом инерционности атмосферы и скоростью вращения Земли можно проследить на протяжении XX века. На рис.4.11 показан индекс инерционности ( $k\text{-tr}$ ), после исключения линейного тренда, и относительная скорость вращения Земли ( $W\text{-}$ ), представленная с обратным знаком для наглядности сопоставления. Значения индекса сглажены по скользящим пятилетиям.

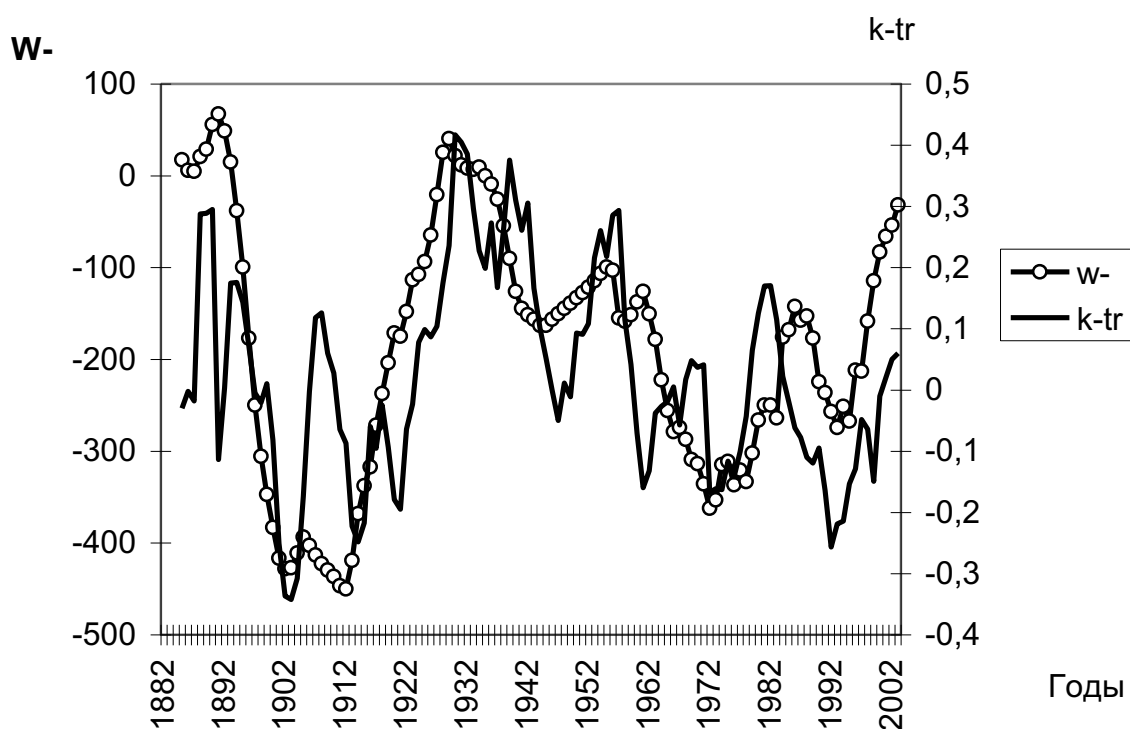


Рис.4.11. Индекс инерционности без тренда ( $k\text{-tr}$ ) и скорость осевого вращения ( $W\text{-}$ ) Земли с обратным знаком

Рисунок показывает хорошее согласие долгопериодных изменений индекса и скорости вращения Земли (около вековой период). Коэффициент корреляции кривых, приведенных на графике  $R=0.50$  ( $P_{\text{сл}} < 5\%$ ). С учетом обратного знака это означает, что более высокой скорости вращения Земли соответствует низкое значение индекса и ослабленное взаимодействие океана и атмосферы. Замедленной скорости вращения Земли соответствует высокое значение индекса и более существенное взаимодействие океана и атмосферы.

Несогласованные изменения кривых заметны в 1906-1908 годах и в 1968-1975 годах. Это показывает, что зависимости индекса и глубинных процессов в океане непростые. Однако все же высокая корреляция  $R=0.50$  со столь интегральным показателем земных процессов, как скорость вращения Земли, говорит о том, что, предложенный индекс, бесспорно, отражает некоторые глубинные процессы в климатической системе и может использоваться для дальнейшего анализа.

### *Солнечная активность*

В качестве примера возможных внешних факторов рассмотрим показатели солнечной активности.

Если индекс инерционности атмосферы отражает процессы в верхних слоях океана, тогда аналогичный индекс океанической инерционности можно вычислить для океана по температуре его поверхности. Сезонный ход температуры поверхности океана зависит от вертикального взаимодействия слоев океана. Большую инерционность следует ожидать при увеличении слоя перемешивания, а малую - при ослабленном взаимодействии поверхностных слоев с более глубокими. Океанический индекс инерционности ближе стоит к источнику изменения инерционности климатической системы, поэтому его правильнее использовать для сравнения с космическими факторами.

Солнечная активность оценивалась по самому распространенному показателю – Числам Вольфа, характеризующим число солнечных пятен. Океанический индекс инерционности вычислялся по средней температуре поверхности Мирового океана (ежемесячные погодичные данные NCDC) по формуле (4.1). Для сопоставления использовались сглаженные по скользящим пятилетиям значения индекса океанической инерционности после исключения линейного тренда.

Совместный анализ среднегодовых чисел Вольфа и океанического индекса инерционности за последние 100 лет показал наличие возмущений в индексе с периодом около 11 лет, известным для солнечных пятен, но за 100

лет обнаруживались интервалы лет с прямой и обратной корреляцией между индексом инерционности и числами Вольфа. В последние 30 лет корреляция установилась отрицательная, коэффициент корреляции  $r = -0.64$ . На рис.4.12 видно, что с увеличением числа солнечных пятен океанический индекс инерционности понижается. До 1970 года не было такой согласованности в изменениях солнечной активности и индекса.

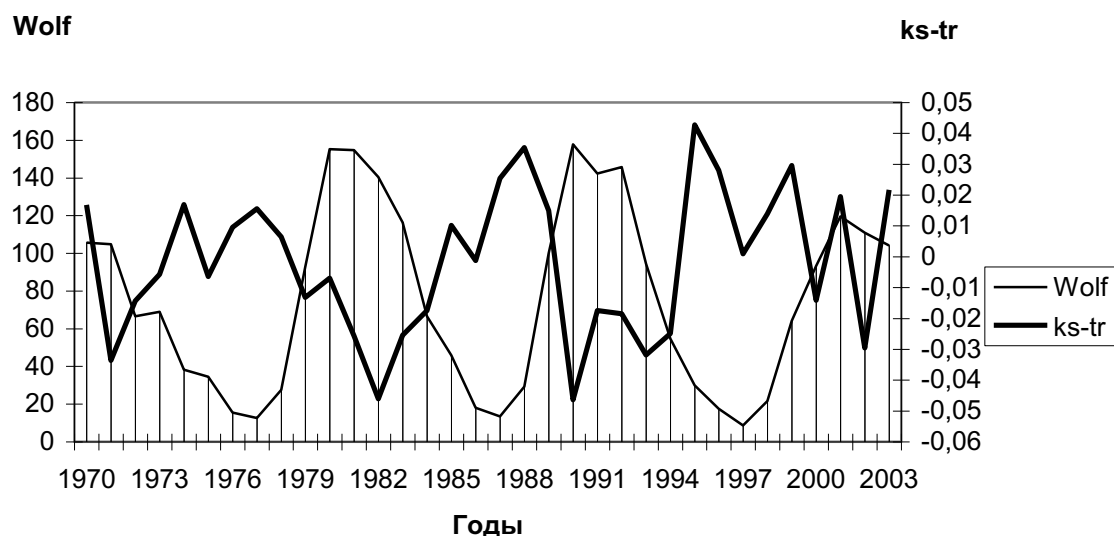


Рис.4.12. Числа Вольфа (Wolf) и отклонения от тренда индекса инерционности океана (ks-tr)

Статистическая достоверность корреляции  $>95\%$ , но нет ясности почему такая зависимость не наблюдалась до 1970 года.

Возмущения с периодом около 10-11 лет были заметны также ранее на рис.4.11, там, на фоне долгопериодных изменений индекса, хорошо коррелирующих с изменениями скорости вращения Земли, видны возмущения, которые, как показано теперь на рис. 4.12 коррелируют с солнечной активностью. Учитывая смену знака корреляций за последние 100 лет, нельзя утверждать, что солнечная активность посредством некоторого прямого механизма воздействует на инерционность атмосферы и океана. Исследование влияния солнечной активности на климат требует специального исследования и не входит в настоящую работу.

### *Возмущения орбитальных характеристик Земли*

Сложившийся климат Земли (его естественные составляющие) полностью определяется законами движения Земли вокруг Солнца, наклоном ее оси и скоростью осевого вращения. Любые возмущения движения или вращения способны привести к перераспределению тепла и влаги на Земле и к изменениям в климатической системе. В масштабе нескольких лет и десятилетий в Солнечной системе существуют возмущения связанные с изменяющейся диссимметрией распределения массы больших планет по гелиоцентрическим долготам.

Диссимметрия возникает при группировке двух или нескольких планет в некотором узком секторе гелиоцентрических долгот. Она выражается расстоянием в километрах между центром Солнца и общим центром масс Солнечной системы в каждый момент времени. Неравномерное распределение планет по секторам в их орбитальном движении приводит к смещению их общего центра масс так, что центр вращения всей системы не только смещается от центра Солнца, но даже выходит за пределы Солнца. Возникают возмущения в движении Солнца, которые передаются всем планетам, включая Землю. Диссимметрия - векторная величина, ее воздействие на Землю зависит от долготного (гелиоцентрическая долгота) положения в этот момент Земли на орбите. Гелиоцентрическая долгота Земли изменяется вместе с сезонами года. Поэтому для анализа в работе использовалась проекция  $P_{Ds}$  диссимметрии Солнечной системы  $Ds$  на направление к Земле в заданном сезоне:

$$P_{Ds} = Ds \cos(\Delta\lambda),$$

где  $\Delta\lambda$  - угол между вектором диссимметрии и гелиоцентрической долготой Земли на орбите.

Значения диссимметрии вычислены по самым точным данным о гелиоцентрических координатах планет солнечной системы за период с 1900 года, которые регулярно публикуются в [3]. Для сравнения использовался ряд индекса инерционности океана после исключения линейного тренда. На



рис.4.13 показан многолетний ход отклонений от тренда индекса инерционности температуры поверхности океана (значения сглажены по семилетиям) и проекции диссимметрии Солнечной системы.

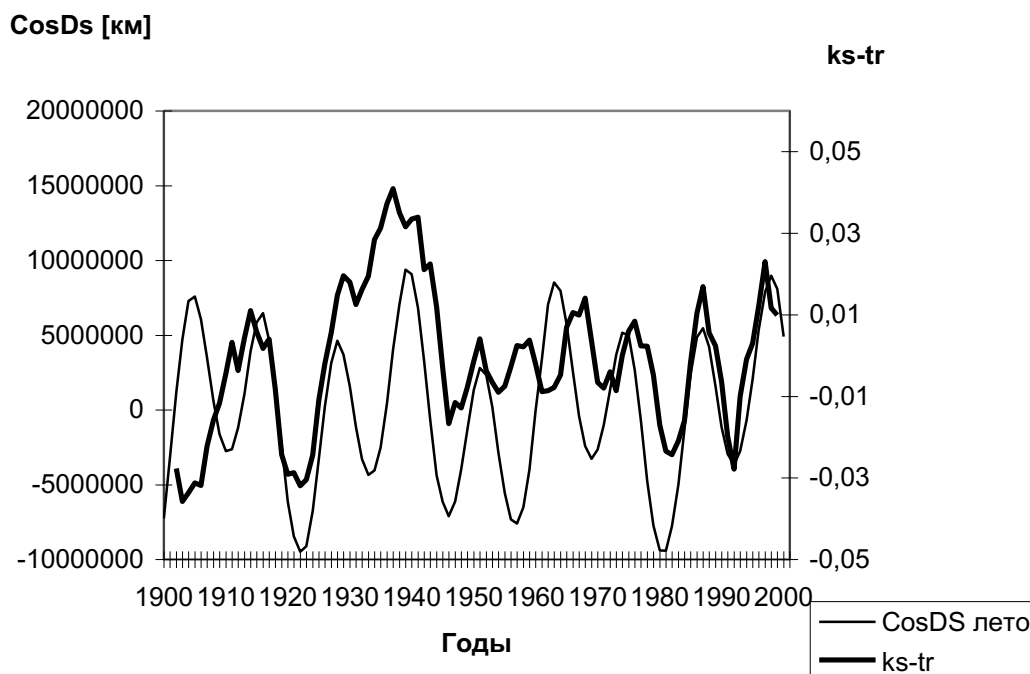


Рис.4.13. Индекс инерционности поверхности океана (сглаженные значения после исключения тренда (ks-tr) и проекция диссимметрии Солнечной системы (CosDs).

Проекция вычислена на гелиоцентрическую долготу, которую Земля занимает на орбите в середине лета. В это время года происходит деление годового интервала на две половины при вычислении индекса инерционности (см. описание индекса).

Оказалось, что корреляция между индексом инерционности океана (отклонения от тренда) и проекцией диссимметрии положительная ( $R=+0.37$ ) и статистически достоверная ( $P_{\text{сл.}} < 5\%$ ).

Возможно и прямое сопоставление проекции диссимметрии Солнечной системы с региональной температурой воздуха. На рис.4.14 показано многолетнее изменение температуры воздуха в Москве зимой и проекции

диссимметрии на зимнее положение Земли на орбите. Значения температуры сглажены по скользящим семилетиям.

Колебания температуры согласуются с аналогичными изменениями проекции диссимметрии, но с 1900 по 1970 годы корреляция была положительная  $R=+0.49$ , а с 1971 года – отрицательная, коэффициент корреляции  $R=-0.64$ .

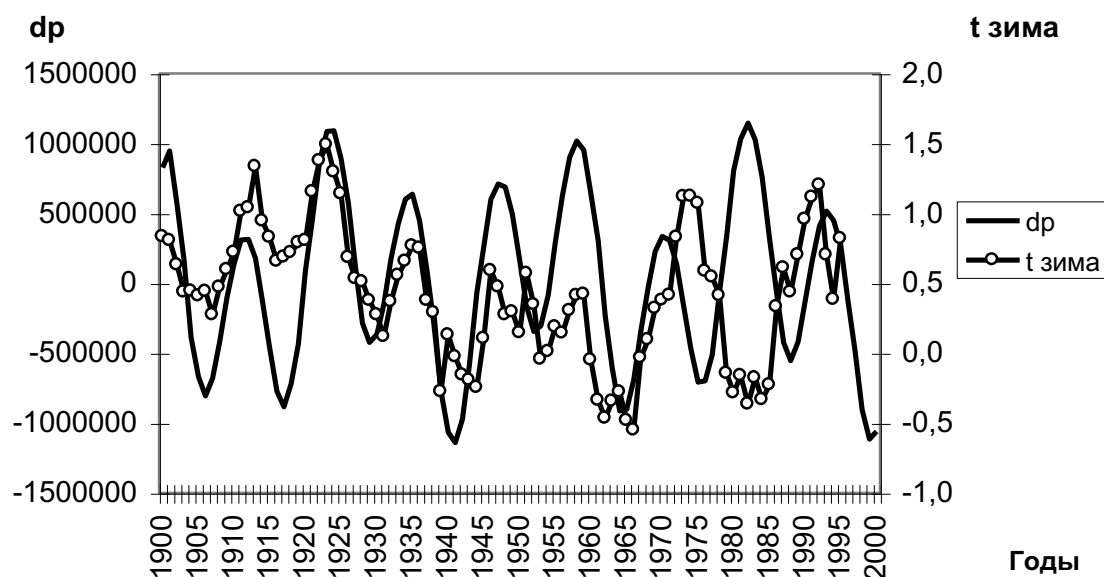


Рис. 4.14. Аномалии температуры воздуха в Москве (сглаженные по семилетиям) и проекция на Землю диссимметрии Солнечной системы. Москва, декабрь-февраль.

Итак, сопоставления индекса с показателями возможных внешних факторов климата и неслучайные корреляции между ними показали, что предложенный индекс инерционности отражает важные глобальные процессы в климатической системе и подтвердили наличие внешних воздействий на климатическую систему.

**Выводы по главе 4:**

1. За рассмотренные более 100 лет происходило ослабление крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы с океаном и уменьшалось демпфирующее действие океана на любые изменения климата, в том числе и антропогенные. Современное стремительное потепления глобального климата стало результатом одновременного усиления парникового эффекта, связанного с накоплением  $\text{CO}_2$  и увеличением количества облачности, а также – с ослаблением демпфирующего действия океана.
2. Пугающая интенсивность современного потепления глобального климата только частично является результатом антропогенного накопления парниковых газов. Дальнейшее состояние климата будет зависеть от изменений указанных трех (и других) составляющих.
3. Усиление изменчивости и экстремальности регионального климата последних десятилетий является следствием ослабления взаимодействия атмосферы с океаном в эти годы и с уменьшением инерционности сезонных преобразований и межгодовых изменений.

## **ГЛАВА 5. ВЫБОР МОДЕЛЕЙ КЛИМАТА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОЦЕНОК ПРЕДСТОЯЩИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ**

### **5.1. Модели климата, общие сведения**

Современные изменения климата привели к пониманию всей остроты проблемы для человечества сегодня и к серьезной озабоченности за ситуацию, которая может сложиться в будущем. Если наблюдаемые изменения климата имеют антропогенное происхождение, то они неотвратимо будут обостряться с усилением антропогенной нагрузки вместе с развитием человечества. В связи с этим особое значение приобретает задача прогноза изменений климата на несколько десятилетий вперед.

Проблема предсказания изменений климата, происходящих в результате деятельности человека, существенно отличается от проблемы прогноза погоды. Для прогноза изменений климата необходимо кроме анализа физических процессов в атмосфере и гидросфере учесть изменение показателей хозяйственной деятельности человека [36]. Поэтому задача предсказания изменений климата содержит два раздела: прогноз развития ряда аспектов хозяйственной деятельности (рост потребления топлива, увеличивающего концентрацию углекислого газа в атмосфере, рост производства энергии и т.д.) и расчет тех изменений климата, которые произойдут при изменении соответствующих видов деятельности человека. Для полного прогноза климата необходимо еще добавить прогноз естественных (природных) изменений климата, которые могут внести свои коррективы.

Предсказания антропогенных изменений климата строятся на основе современных климатических моделей. Модель описывает климатическую систему, которая включает в себя атмосферу, океан, сушу, криосферу и биоту. Климатическая модель должна воспроизводить все важные характеристики ансамбля состояния реальной климатической системы. В идеале, в качестве входных параметров такой модели должны быть заданы

только внешние параметры – поток солнечной радиации, угловая скорость вращения Земли и т.д. [31].

Модели позволяют давать оценки изменения климатических характеристик на несколько десятилетий вперед на основе прогноза изменения концентрации парниковых газов в атмосфере. Модель не дает точного прогноза климата будущего, она позволяет оценить возможные сценарии изменения климата, если будет продолжаться накопление парниковых газов.

Над созданием моделей атмосферы работают ученые многих стран, создано около двух десятков различных моделей. Каждая модель имеет свои преимущества и недостатки, но все они показывают, что с накоплением парниковых газов глобальная температура воздуха будет расти. Модели позволяют получить оценки изменений климата в зависимости от содержания парниковых газов. Накопление парниковых газов определяется, в основном, деятельностью человека. Поэтому возможные сценарии изменения климата строятся на основе прогнозов эмиссии парниковых газов и аэрозолей промышленными и энергетическими предприятиями мира. Другие факторы, такие как изменение интенсивности солнечной радиации, изменение толщины озонового слоя тоже могут оказывать влияние на климат, но их влияние значительно слабее, чем парниковых газов и аэрозолей.

Эмиссия парниковых газов и аэрозолей зависит от путей технического развития человечества. Ранее предлагалось около сорока равновероятных сценариев развития общества и тождественных с ними эмиссий парниковых газов. В последнее время обычно выделяют четыре основных варианта сценариев, связанных с четырьмя вариантами эмиссии парниковых газов, согласно специальному отчету SRES для IPCC [36]. Сценарии именуются B1, B2, A1 и A2.

Согласно сценариям, диапазон эмиссии парниковых газов к 2100 г. охватывает варианты от уменьшения на 4% (вариант B1) до увеличения на

320% (вариант A2) по сравнению с уровнем 2000 г. Вариант A2 – это вариант на случай, если общество не будет принимать мер по уменьшению эмиссии газов. В третьем сообщении об эмиссии парниковых газов Межправительственной комиссии по изменению климата предложено для моделирования климата использовать два сценария – A2 и B2. Заметим, что в первой половине XXI века различия в сценариях B2 и A2 незначительны.

При построении моделей не вполне ясной остается чувствительность климата к изменению парникового эффекта. Поэтому, в зависимости от влияния на глобальный климат, различают три уровня климатической чувствительности: низкий ( $1.5^{\circ}\text{C}$ ), средний ( $2.5^{\circ}\text{C}$ ) и высокий ( $4.5^{\circ}\text{C}$ ). Комбинируя эти три варианта чувствительности с четырьмя вариантами эмиссии парниковых газов, получают диапазон будущего изменения климата от B1-low (сценарий с низким уровнем эмиссии и низкой чувствительностью), до A2-high (сценарий с высоким уровнем эмиссии и высокой чувствительностью). Модели показывают, что изменения атмосферной циркуляции приводят к различным изменениям температуры по регионам. По сценарию A2-high среднегодовая температура России повысится до  $0^{\circ}\text{C}$  к 2060 году, по сравнению с настоящей температурой  $-5.3^{\circ}\text{C}$ . В будущем Россия станет более дождливой страной (количество осадков увеличится на 5-15% к 2080 году). По данным Межправительственной комиссии по изменению климата, более теплый климат ускорит глобальный цикл водообмена между океанами, атмосферой и сушей. Более высокие температуры ведут к более интенсивному испарению, и почва будет высыхать быстрее. Увеличение содержания воды в атмосфере будет означать больше дождя и снега.

Одним из наиболее важных вопросов прогностической климатологии является вопрос о достоверности прогнозов. Существует ряд факторов, ограничивающих точную оценку изменений глобальной температуры, особенно после 2030-2050 гг. [13].

В отношении ближайших 30-50 лет вероятная погрешность оценки ожидаемого изменения глобальной температуры воздуха не превосходит 50% абсолютного значения предсказываемой аномалии. Для второй половины XXI века точность таких расчетов понижается, в лучшем случае можно оценить порядок и знак предсказываемой величины [13]. Однако при отсутствии других способов получения оценок, модели используют для изучения возможных сценариев будущего климата до 200 лет вперед. Наиболее реалистичные сценарии изменения климата дают глобальные модели климата, объединенные с океаническими моделями, они построены на основе математического описания глобальных атмосферных физических процессов. Наиболее полными являются три модели: модель CGCM2, модель HadCM3, и модель - ECHAM4. Каждая из трех моделей атмосферы включает модель океана. Совсем недавно появилась модель ECHAM5, есть сообщения о появлении модели HadCM4, но они пока не изучены. Глобальные модели работают на мощных суперкомпьютерах и требуют больших ресурсов. Вычислительная мощность компьютеров остается одним из серьезных ограничений в работе моделей. Климатическая модель должна воспроизводить все важные характеристики ансамбля состояния реальной климатической системы. Парниковые газы задерживают уходящее излучение Земли. От прогноза их концентрации зависит прогноз температуры воздуха планеты. Например, в модельных экспериментах HadCM для предсказания будущего климата принято, что концентрация парниковых газов будет увеличиваться на 1 % в год (то есть больше, чем наблюдаемое в настоящее время 0.7% увеличение). Если использовать только этот фактор, то модель предсказывает глобальное нагревание на 0.3°C за десятилетие, с самым большим нагреванием в высоких северных широтах зимой и небольшими изменениями в северной Атлантике и южных океанах. При этом увеличится количество осадков в высоких северных широтах и в областях с летним

муссоном. Однако появляются также области и уменьшенного количества осадков, например, летом в южной Европе.

Известно, что приток солнечной радиации ослабляют аэрозоли в атмосфере и этим способствуют похолоданию. Если в модели дополнительно учитывать рост аэрозолей (диоксида серы), тогда глобальное потепление предсказывается на  $0.2^{\circ}\text{C}$  в десятилетие, а в последней половине следующего столетия, когда эмиссия серы, как прогнозируется, стабилизируется, потепление будет  $0.3^{\circ}\text{C}$  за десятилетие.

Наиболее драматические изменения от роста парниковых газов по модельным расчетам возможны в летних осадках в Евразии из-за усиления Азорского максимума и - в Юго-Восточной Азии из-за ослабления азиатского муссона.

Для оценки достоверности работы модели и сценариев будущего климата применяют сравнение модельных расчетов с результатами инструментальных наблюдений прошлого и текущего климата. Предполагается, что если модель правильно описывает климатические особенности прошлого, то и в будущем, при новых входных условиях, климат будет описан правильно. Строго говоря, улучшение согласованности модели с наблюдениями может быть случайным, так как ни чувствительность климата к парниковым газам, ни ослабляющий эффект аэрозолей, озона, вулканической пыли не известны. Согласие может достигаться, если ошибки в чувствительности к парниковым газам компенсируются в модели ошибками в ослаблении аэрозольными частицами. Поэтому в дополнение к сопоставлению глобальных изменений температуры исследуют точность описания моделью географических и вертикальных особенностей изменения климатических характеристик.

Реалистичность описания региональных физико-географических и климатических условий зависит от сложности этих условий и пространственной детализации модели. В настоящей работе проведена



оценка точности упомянутых климатических моделей для описания используемых метеорологических характеристик в точках с географическими координатами метеорологических станций.

Все рассмотренные модели полные, т.е. атмосферная модель работает совместно с океанической. Во всех моделях для оценок предстоящих изменений климата использовалось несколько вариантов сценария накопления парниковых газов и получено соответствующее количество возможных сценариев изменений климата. Далее в работе по всем моделям использовался наиболее жесткий из возможных вариантов – сценарий A2, заметим, что на интервале до 2050 года он мало отличается от сценария B2.

Модель CGCM. Первая версия полной глобальной модели CGCM1 и оценки воспроизводимости климата описаны в [99,100]. Атмосферная часть модели (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis –CCCma), именуемая AGCM2, описана [117]. Это - спектральная модель с поверхностным разрешением сетки  $3.7^{\circ} \times 3.7^{\circ}$  и 10-ю вертикальными уровнями. Океаническая часть модели основана на модели GFDL MOM1.1, и имеет горизонтальное разрешение  $1.8^{\circ} \times 1.8^{\circ}$  и 29 вертикальных уровней (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA)). Вторая версия полной глобальной модели CGCM2 усовершенствована в части параметризации перемешивания океана [112] и динамики льда [108].

Модель HadCM. Модель HadCM3 разработана в Климатическом центре Великобритании (Hadley Centre for Climate Prediction and Research HCCPR UK) [109, 132]. Атмосферный блок в HadCM3 - имеет горизонтальное разрешение  $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$  и 19 вертикальных уровней. Модель содержит улучшенные (по сравнению с HadCM2) атмосферные блоки. Улучшенная модель океана имеет горизонтальное разрешение  $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ , это дает значительное улучшение в моделировании переноса тепла в океане по сравнению с более ранними версиями.

Модель ECHAM4/OPYC3. Объединенная атмосферно-океаническая глобальная модель ECHAM4/OPYC3 была создана Метеорологическим институтом Макса Планка (Max-Planck-Institut für Meteorologie - MPI) в Германии [139]. Модель климата общей циркуляции атмосферы ECHAM4 спектральная, содержит 19 вертикальных уровней, самый высокий уровень расположен на 31 км. Пространственное разрешение примерно  $2.8^\circ$  по широте и долготе – «разрешение T42», были еще варианты T21 и T106. Далее в работе используется модель с разрешением T42. Модель построена на базе прогностической модели Европейского центра среднесрочных прогнозов ECMWF (Великобритания). В ней значительно были изменены блоки физической параметризации, чтобы адаптировать к климатическим исследованиям. Параметризация облачности, которая играет ключевую роль в тепловом балансе атмосферы, в ECHAM4 значительно отличается от модели прогностической модели ECMWF. В ECHAM4 параметризация основана на водности облака, а не как в модели ECMWF на распределении влажности. Океаническая часть - это обновленная версия модели OPYC3.

В следующих разделах описаны результаты количественных оценок качества моделей климата в различных пространственных масштабах: на отдельной станции, на территории России и на континентах всего мира.

## **5.2. Обобщенные оценки точности атмосферно-океанических моделей климата**

Для сопоставления модельных значений с фактическими использовались среднемесячные значения температуры воздуха по 8000 станциям Северного полушария Земли. Распределение метеорологических станций на Земле и в архивах ВНИИГМИ-МЦД очень неравномерно по странам и континентам. Особой густотой отличаются США, на территории этой одной страны работает примерно четверть всех станций, имеющихся в архиве ВНИИГМИ-МЦД. По территории России использовались данные всех работающих станций в количестве около 1600 штук с рядами разной длительности. Чтобы

немного уменьшить преобладание станций в небольших регионах, исходные данные со станций интерполировались в узлы географической сетки 2х2 градуса. Данные всех станций в каждом таком квадрате осреднялись с весами обратно пропорциональными расстоянию до узла. Из всех узлов для работы взяты те, в которых есть данные о температуре воздуха за 1990-2005 годы. Покрывание Северного полушария данными оказалось хорошее, за исключением высоких широт, где мало метеорологических станций.

#### *Оценки моделей CGCM2, ECHAM4, HadCM3*

В качестве перспективных оценок использовались результаты расчетов по трем атмосферно-океаническим моделям климата: CGCM2, HadCM3 и ECHAM4 по сценарию SRES A2. (Данные получены из Центра IPCC). Существует около 40 равновероятных сценариев SRES развития общества и связанных с этим эмиссий парниковых газов, но до 2050 г. все сценарии дают весьма близкие оценки накопления парниковых газов, поэтому в данном случае выбор сценария накопления парниковых газов не имеет особого значения.

Данные о температуре воздуха по моделям CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в исходном виде содержатся в узлах географической сетки, для каждой модели своя сетка. Для сравнимости все модельные данные были пересчитаны в узлы сетки 2х2 градуса. Для каждого узла отдельно для каждого месяца года вычислено модельное значение температуры путем интерполяции по окружающим 4-м точкам. Так получены модельные данные CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в единой системе географических координат.

Модели не дают прогноз изменения климата, они лишь описывают ансамбль возможных состояний климатической системы при воздействии на нее антропогенных факторов по заданному сценарию, который тоже является результатом прогноза. Вычисленные по моделям значения метеорологических величин можно использовать только в обобщенном виде, например, в виде осредненных по времени или по пространству величин.

Каждая модель имеет свои особенности и неточности в описании регионального климата. Получить оценки точности моделей для географической точки можно путем сравнения реальных и модельных значений в этой точке.

По узлам 2x2 градуса вычислены средние за 16 лет месячные значения температуры (за 1990-2005 годы), за те же годы вычислены средние месячные температуры по данным моделей и получены разности (из модельных значений вычтены значения, полученные из наблюдений на станциях, пересчитанные в узлы).

В табл.5.1 и 5.2 показаны ошибки моделей обобщенные по всем узлам Северного полушария. Ошибки вычислены при использовании каждой модели отдельно CGCM2, ECHAM4, HadCM3 и еще - для осредненной модели SUM. В таблицах приведены также оценки по упомянутой модели SUM по узлам сетки Северного полушария

Таблица 5.1

Среднеквадратические ошибки температуры по узлам сетки Северного полушария

| Модель | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | За год |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------|
| CGCM2  | 5.7 | 5.4 | 4.9 | 4.6 | 4.2 | 3.4 | 3.1 | 3.1  | 3.1 | 3.7 | 4.8 | 5.5 |        |
| ECHAM4 | 3.8 | 3.7 | 3.6 | 3.6 | 3.3 | 3.2 | 3.3 | 3.0  | 2.8 | 2.9 | 3.2 | 3.6 |        |
| HadCM3 | 4.0 | 3.8 | 3.5 | 3.2 | 3.0 | 2.9 | 3.1 | 3.2  | 2.9 | 3.0 | 3.4 | 3.7 |        |
| SUM    | 3.5 | 3.3 | 3.1 | 3.1 | 3.0 | 2.8 | 2.7 | 2.6  | 2.5 | 2.5 | 2.9 | 3.2 | 2.44   |

Таблица 5.2

Средние ошибки температуры по узлам сетки Северного полушария

| Модель | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | За год |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| CGCM2  | -1.6 | -3.2 | -3.4 | -4.4 | -3.7 | -2.5 | -1.1 | 0.0  | 0.4  | 0.3  | 1.1  | 0.8  |        |
| ECHAM4 | 1.5  | 0.8  | 0.5  | 0.4  | 0.1  | 0.8  | 1.5  | 1.8  | 1.6  | 1.1  | 1.3  | 1.5  |        |
| HadCM3 | -3.0 | -3.8 | -2.8 | -1.9 | -1.0 | -0.9 | -0.7 | -0.5 | -1.0 | -1.7 | -1.9 | -2.6 |        |
| SUM    | -1.0 | -2.0 | -1.8 | -1.9 | -1.5 | -0.8 | -0.1 | 0.4  | 0.3  | -0.1 | 0.2  | -0.1 | -0.05  |

Средние ошибки показывают, что модель CGCM2, в среднем по Земле в 1990-2005 годах, занижала температуру с января по июль, а с ноября по

декабрь – завышала. Ошибки в разные месяцы доходили до  $-4.4^{\circ}\text{C}$  в первой половине года и до  $+1.1^{\circ}\text{C}$  во второй половине. Среднеквадратические ошибки по месяцам были от  $3.1^{\circ}\text{C}$  в теплую половину года до  $5.7^{\circ}\text{C}$  в холодную половину.

В тоже время модель ECHAM4 во все месяцы года, в среднем по Земле, завышала температуру воздуха, но ошибки были меньше, чем у модели CGCM2. Наименьшие средние ошибки были весной, от  $0.1$  до  $0.5^{\circ}\text{C}$ , а в остальную часть года не более  $1.8^{\circ}\text{C}$ . Среднеквадратические ошибки этой модели во все месяцы были меньше, чем у модели CGCM2 и укладывались в интервал от  $2.8$  до  $3.8^{\circ}\text{C}$ .

Модель HadCM3 во все месяцы в среднем по Земле занижала температуру воздуха. Средняя ошибка была от  $-0.5^{\circ}\text{C}$  летом до  $-3.8^{\circ}\text{C}$  зимой. Среднеквадратическая ошибка от  $2.9$  до  $4.0^{\circ}\text{C}$ .

#### *Оценки обобщенной модели SUM*

Лучшие результаты показывают значения SUM, осредненные по всем трем моделям (табл.5.2). Обобщенная модель SUM получена осреднением соответствующих значений трех моделей в каждой точке. В этой модели уменьшается систематическое смещение модельных значений относительно результатов наблюдений, средние ошибки по объединенной модели составляют от  $-2.0$  до  $+0.4^{\circ}\text{C}$ . Ошибка среднегодовых значений по осредненной модели близка к нулю ( $0.05^{\circ}\text{C}$ ). Однако, среднеквадратические ошибки (табл.5.1) остаются большими по каждому отдельному месяцу и по среднегодовым значениям.

Попытки выбрать одну из исходных моделей, наиболее точную для территории России, не позволили отдать предпочтение одной из них. И для этой территории точнее оказалась обобщенная модель. Более детально возможности обобщения моделей рассматривается по станциям России в разделе 5.3, а ниже приводятся иллюстрации точности исходных моделей по станциям Земли.

*Пространственные особенности ошибок моделей климата в точках  
метеорологических станций мира*

По узлам 2х2 градуса вычислены средние за 16 лет месячные значения температуры (за 1990-2005 годы), за те же годы вычислены средние месячные температуры по данным моделей и получены разности (из модельных значений вычтены значения, полученные из наблюдений на станциях, пересчитанные в узлы). В табл. 5.1 и 5.2 приведены обобщенные данные об ошибках моделей, здесь приведем пространственное распределение отклонений модельных среднегодовых значений от фактических. Как и прежде сравнивались многолетние среднегодовые модельные и фактические значения, полученные осреднением за 1990-2005 годы. На рис. 5.1 показаны отклонения модельных данных по CGCM2.

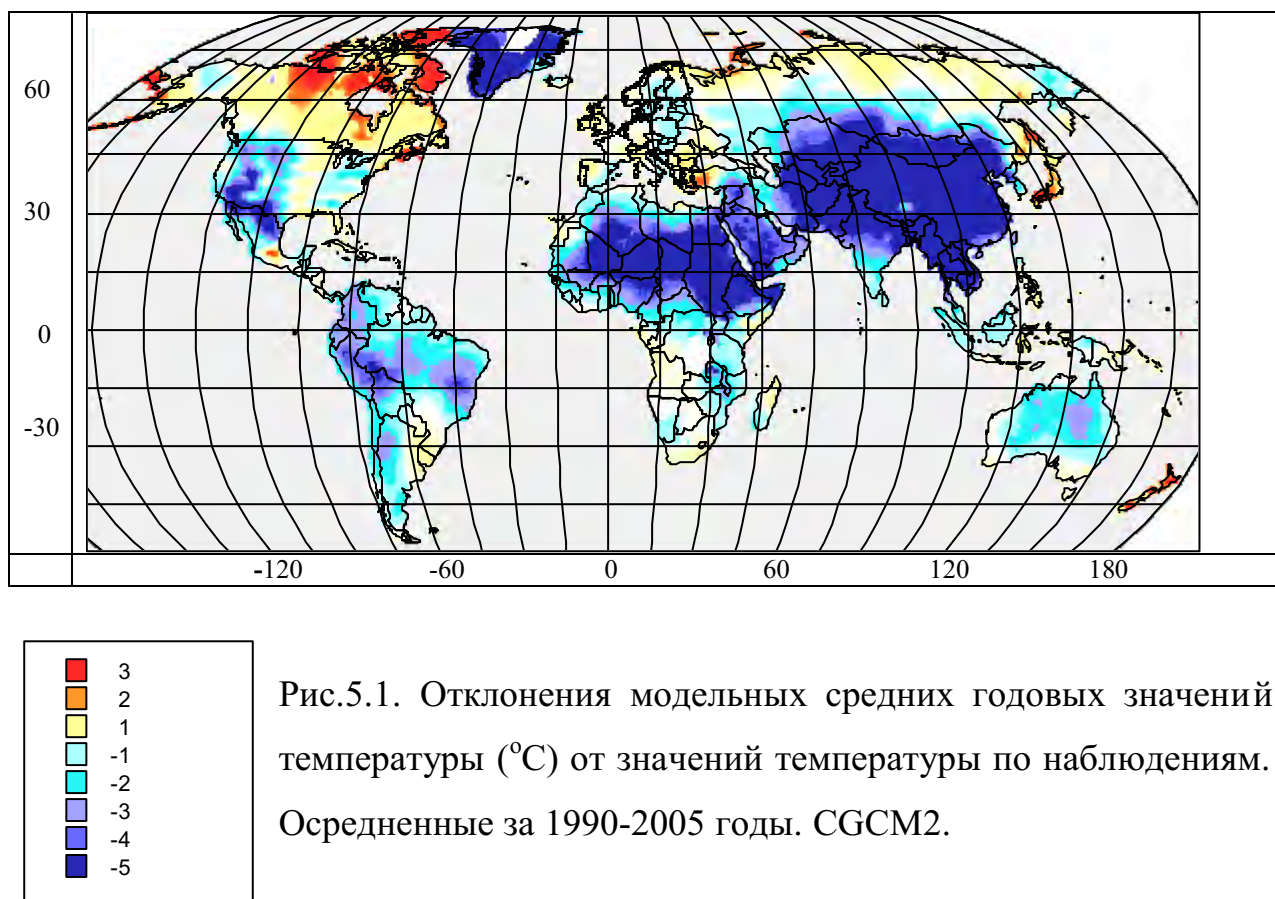


Рис.5.1. Отклонения модельных средних годовых значений температуры (°C) от значений температуры по наблюдениям. Осредненные за 1990-2005 годы. CGCM2.

Модель CGCM2 преимущественно занижает вычисляемую температуру. Отрицательные отклонения большую часть Евразии, Африку, Австралию, Южную Америку, юг Северной Америки и Гренландию.

На рис. 5.2 показаны отклонения модельных данных по ЕСНАМ4. Эта модель чаще завышает вычисляемые среднегодовые значения температур. Положительные отклонения до  $1-3^{\circ}\text{C}$  наблюдаются и преобладают на всех континентах. Заниженные значения от модели ЕСНАМ4 дает от  $-3$  до  $-4^{\circ}\text{C}$  в районах высочайших гор Азии, на севере Кордильер в Северной Америке и в Гренландии.

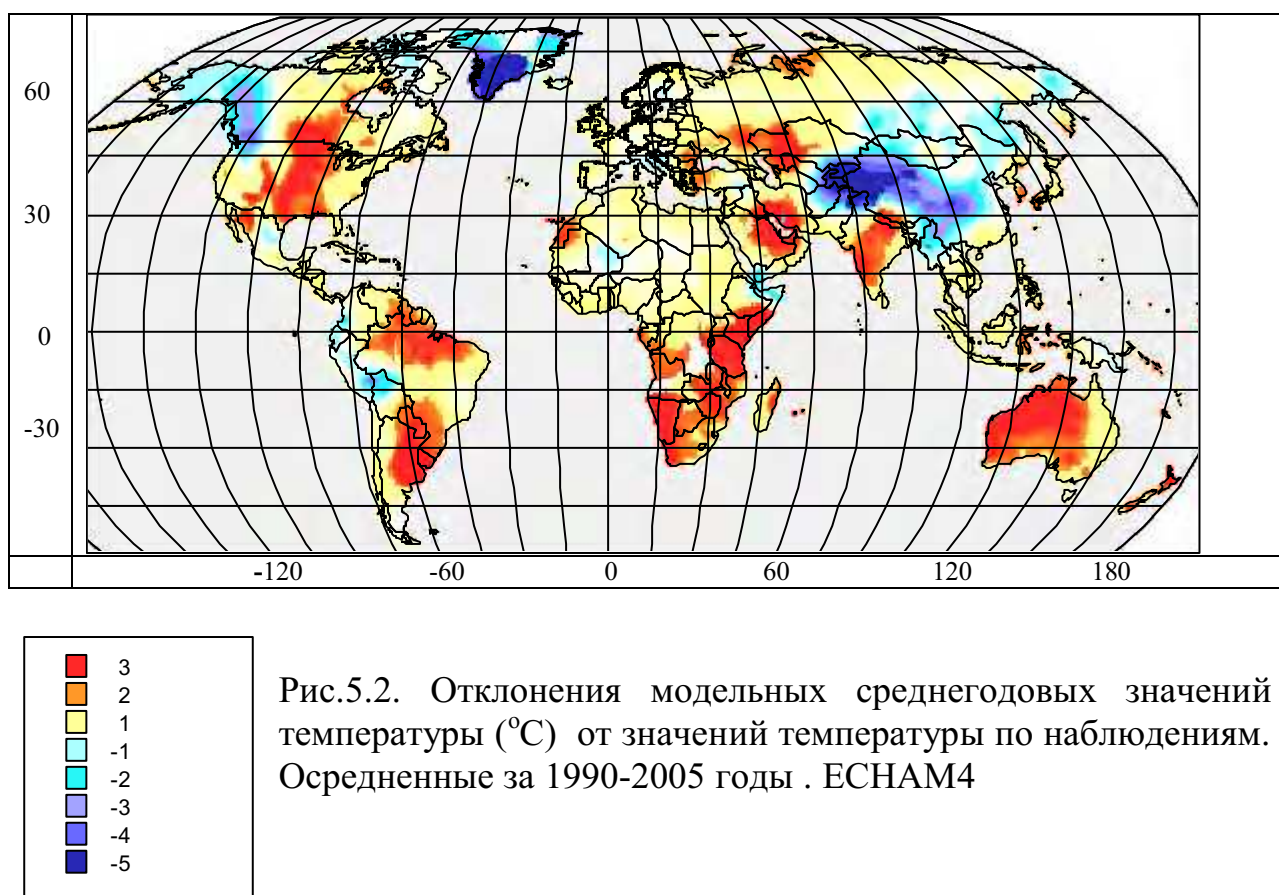
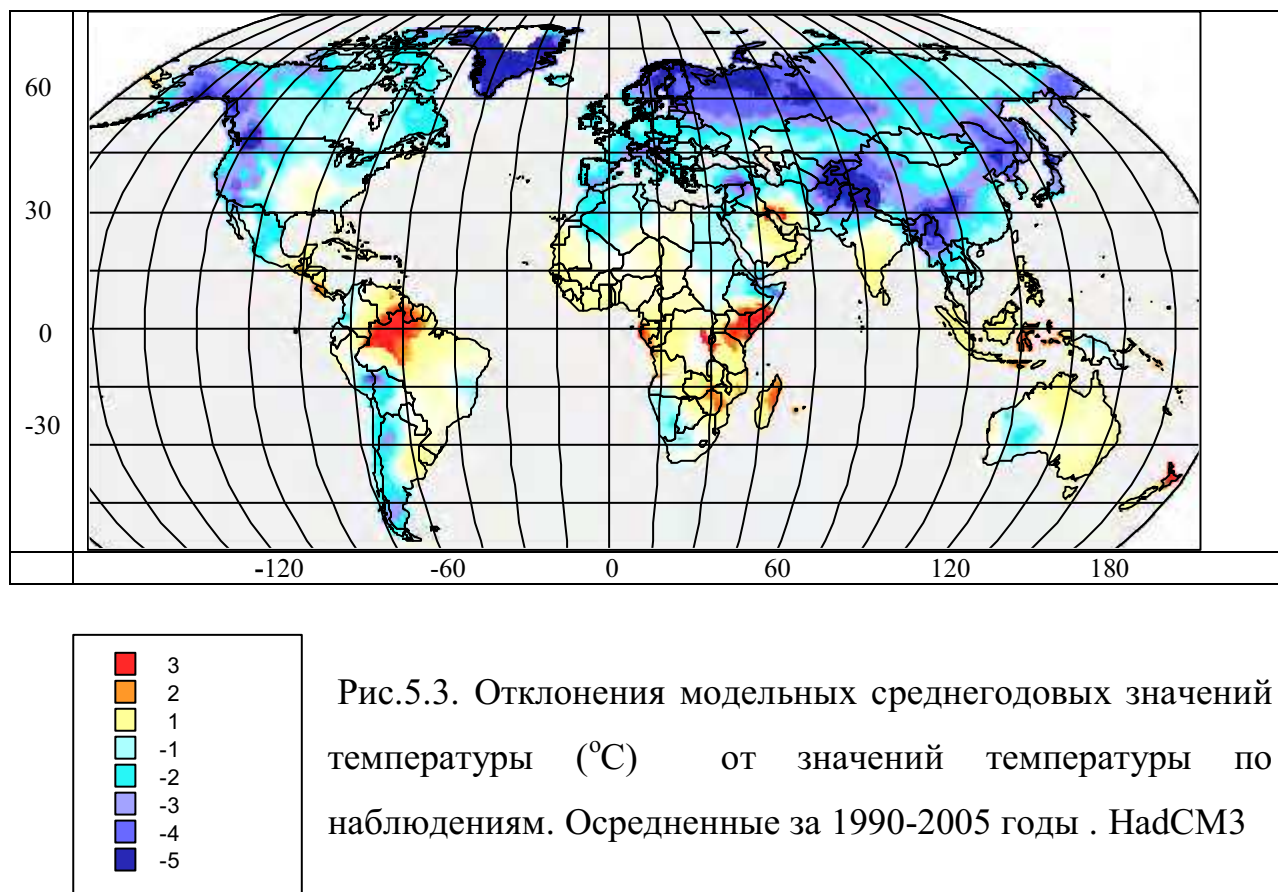


Рис.5.2. Отклонения модельных среднегодовых значений температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) от значений температуры по наблюдениям. Осредненные за 1990-2005 годы . ЕСНАМ4

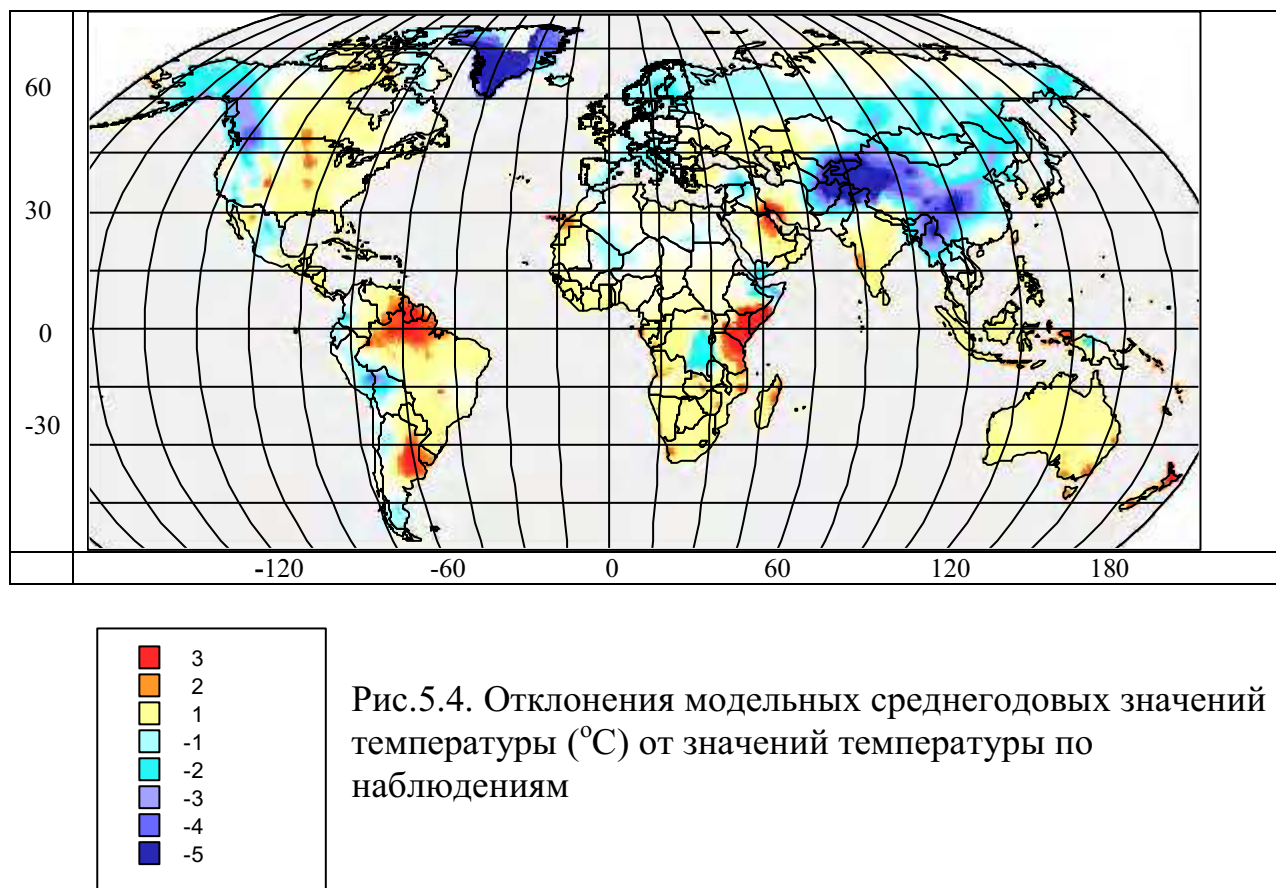
На рис.5.3 показаны отклонения модельных данных по HadCM3.



Модель HadCM3 дает преимущественно заниженные значения среднегодовой температуры, которые охватывают почти все Северное полушарие и западные части материков южного полушария (районы Анд, юго-запад Африки и запад Австралии). В других районах Южного полушария Земли модель HadCM3 дает завышенные значения.

Осреднение данных трех моделей дали несколько улучшенный результат. На рис. 5.4 показаны отклонения модельных данных по обобщенной модели SUM.





Обобщенная модель дает ошибки в тех же пределах, которые упоминались выше, но ошибки в крайних положительных и отрицательных грациях на Земле встречаются реже. Заниженные значения обобщенная модель дает от  $-4$  до  $-5^{\circ}\text{C}$  в районах высочайших гор Азии, на севере Кордильер в Северной Америке и в Гренландии. Завышенные значения на  $+3^{\circ}\text{C}$  модель дает в районе Персидского залива, на юго-западе Африки и в устьях рек Амазонка и Парана в Южной Америке.

При таких ошибках применимость моделей к оценкам регионального климата возможна с большими ограничениями. Там где модельные оценки предстоящих изменений климата меньше ошибок моделей, использование моделей не имеет смысла.

### 5.3. Оценки точности моделей климата по территории России

В настоящем разделе приводятся оценки точности восстановления температуры воздуха по станциям России по моделям CGCM2 , HadCM3 и

ЕСНАМ4/ОРУС за 1990-2005 гг. В табл.5.3 средние ошибки показаны для каждого месяца, а на рис. 5.5 - ошибки среднегодовых модельных значений.

Таблица 5.3.

Средние ошибки среднемесячных модельных значений температуры воздуха по станциям России за 1990-2004гг (°C).

|        | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| CGCM2  | -1.8 | -2.5 | -3.7 | -5.4 | -5.5 | -3.7 | -1.4 | 0.7  | 1.9  | 2.6  | 4.8  | 2.2  |
| ЕСНАМ4 | 2.0  | -0.2 | -1.8 | -1.6 | -1.2 | -0.3 | 0.6  | 1.4  | 1.2  | 0.4  | 1.5  | 2.2  |
| HadCM3 | -5.2 | -4.8 | -5.1 | -4.6 | -2.0 | -1.1 | -2.1 | -2.2 | -2.0 | -2.9 | -2.5 | -3.6 |

Среднеквадратические ошибки моделей температуры составляют по месяцам примерно от 2 до 5 °C. Среднеквадратические ошибки по всем месяцам за год от 3 до 3.7°C (рис. 5.3-5.4). Из рисунков 5.3 – 5.4 видно, что наименьшую среднюю и среднеквадратическую ошибку температуры, осредненную за год, дает модель ЕСНАМ4. Однако в апреле-июне лучшие результаты дает модель HadCM3, а в июле-сентябре CGCM2.

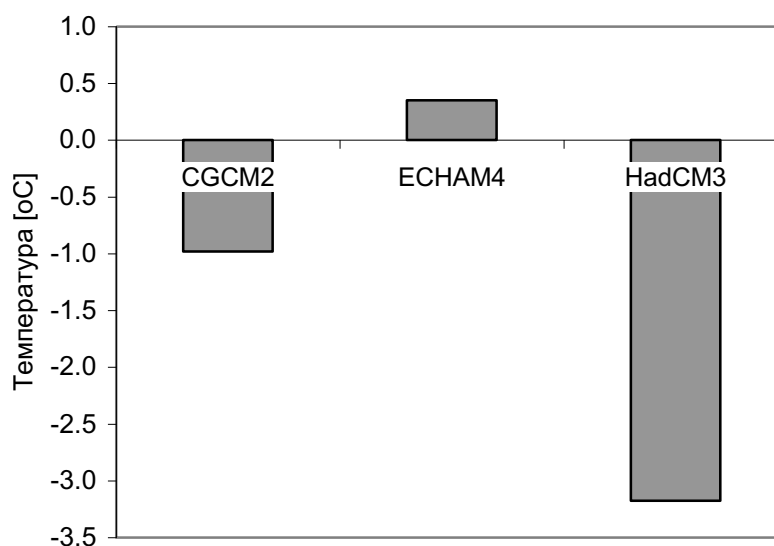


Рис.5.5. Средние ошибки среднегодовой температуры воздуха по моделям за 1990-2004гг. Россия

Среднеквадратические ошибки температуры воздуха в России по  
моделям за 1990-2004гг (°C)

|        | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| CGCM   | 5.2 | 4.6 | 4.0 | 4.4 | 4.5 | 3.6 | 2.3 | 1.9  | 1.7 | 3.2 | 4.1 | 4.7 |
| ECHAM4 | 3.8 | 3.6 | 3.0 | 2.8 | 3.2 | 3.0 | 2.8 | 2.4  | 1.9 | 2.3 | 3.3 | 3.7 |
| HadCM3 | 4.3 | 3.7 | 3.3 | 2.2 | 2.4 | 2.8 | 3.0 | 2.6  | 2.0 | 2.9 | 3.5 | 4.5 |

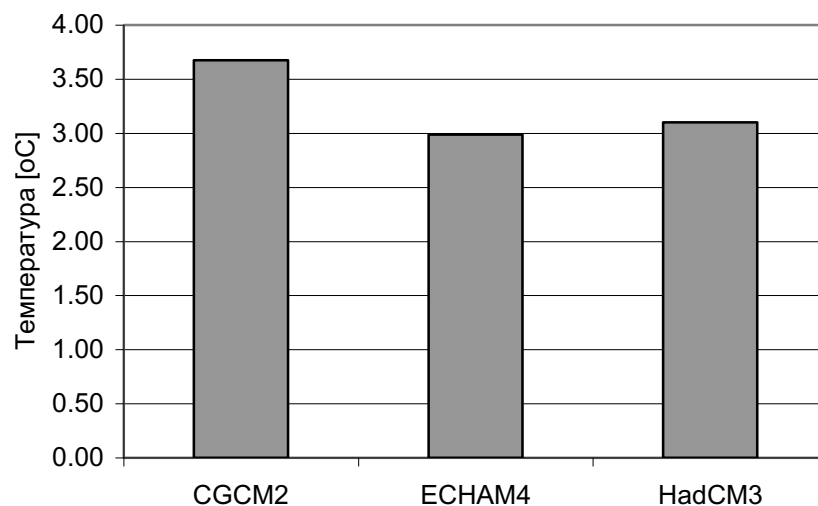


Рис.5.6. Среднеквадратическая ошибка температуры воздуха по моделям за 1990-2004 г. по России за все месяцы года.

Сравнение плотности распределения температуры, полученной из наблюдений и по моделям, показывает заметное смещение модальных значений модели относительно реальных данных (рис.5.7).

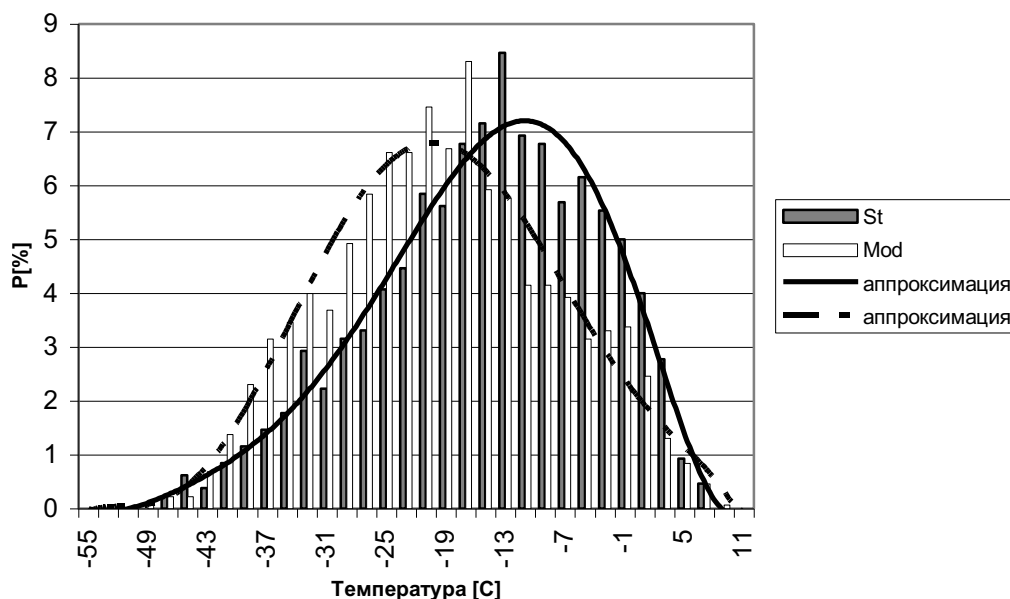


Рис.5.7. Плотность распределения средней за 1990-2004г. температуры воздуха по наблюдениям на станциях (St) и по модельным данным (Mod) за те же годы. HadCM3, январь.

Сравнение плотности распределения по каждому отдельному году показывает такие же различия между модельными и наблюдаемыми данными (рис.5.8).

Перспективные оценки, полученные по каждой отдельной климатической модели, содержат независимые между собой ошибки. Осреднение данных трех моделей позволяет несколько сгладить эти ошибки. Поэтому дополнительно использовались средние значения климатических характеристик по трем упомянутым моделям, далее этот вариант называется моделью климата SUM. Осреднение соответствующих значений трех моделей выполнялось с равными коэффициентами. Общее количество рассматриваемых моделей стало четыре.

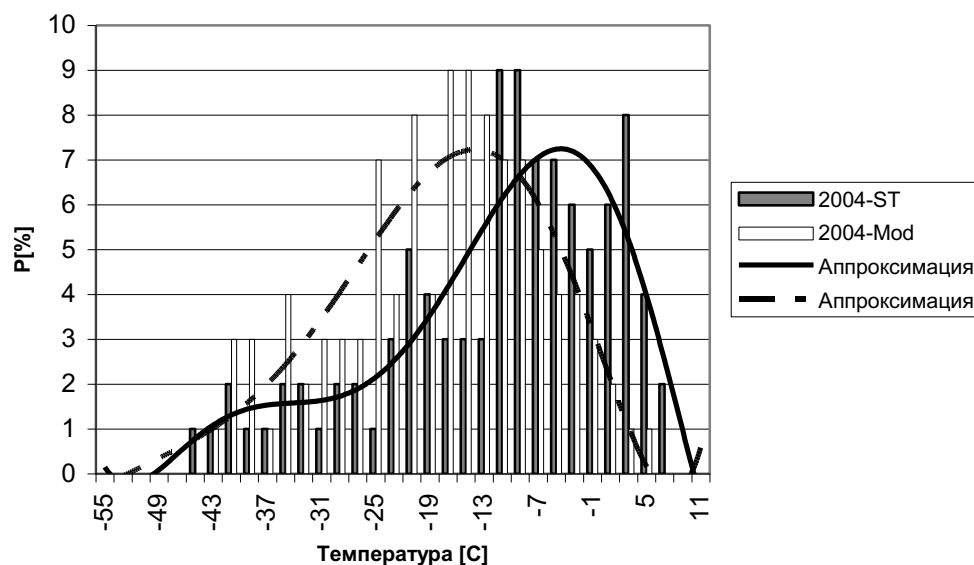


Рис.5.8. Плотность распределения температуры воздуха в 2004 году по наблюдениям на станциях (St) и по модельным данным (Mod). HadCM3, январь.

В табл.5.5 и 5.6 приведены оценки ошибок осредненной модели по станциям территории России (оценки SUM\_PФ).

Таблица 5.5

Среднеквадратическая ошибка температуры по станциям России

| Модель  | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | За год |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------|
| SUM_PФ  | 3.4 | 2.8 | 2.5 | 2.5 | 2.9 | 2.6 | 2.1 | 1.9  | 1.5 | 1.8 | 2.4 | 3.3 | 2.04   |
| SUMR_PФ | 3.3 | 2.7 | 2.4 | 2.3 | 2.7 | 2.6 | 2.1 | 2.0  | 1.6 | 1.8 | 2.4 | 3.2 | 2.01   |

Таблица 5.6

Средние ошибки температуры по станциям России

| Модель  | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX  | X    | XI  | XII  | За год |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|-----|------|--------|
| SUM_PФ  | -1.9 | -2.6 | -3.8 | -4.3 | -3.1 | -1.6 | -0.7 | 0.4  | 0.5 | 0.0  | 1.4 | 0.1  | -1.3   |
| SUMR_PФ | -1.9 | -2.6 | -3.7 | -4.0 | -2.7 | -1.3 | -0.6 | 0.2  | 0.3 | -0.5 | 0.8 | -0.1 | -1.3   |

Среднеквадратические ошибки модельной температуры на территории России меньше, чем в среднем по миру, а средние ошибки модельной

температуры по России больше, чем в среднем по миру (табл.5.5, 5.6) и составляют  $-1.34^{\circ}\text{C}$ .

Очевидно, что точность каждой из трех исходных моделей CGCM2, ECHAM4, HadCM3 различна и, возможно, осреднение значений, полученных в точке по разным исходным моделям с равными весами, не совсем оправдано. Поэтому испытывались возможности уменьшения ошибок обобщенной модели путем введения оптимальных весовых коэффициентов использования каждой из трех моделей при осреднении.

По данным среднемесячных значений температуры для каждого узла вычислялся средний годовой ход температуры за 1990-2005 годы. За те же годы по каждой из трех моделей отдельно был вычислен средний годовой ход температуры в тех же узлах. Для получения весовых коэффициентов строилось уравнение регрессии годового хода температуры за 1990-2005 годы по узлам на территории России (1478 узлов) от аналогичных трех массивов модельных значений CGCM2, ECHAM4 и HadCM3. В каждом массиве было по 17736 значений температуры (1478 узлов на 12 месяцев = 17736 значений). Полученные коэффициенты регрессии использовались для получения обобщенной модели температуры. Коэффициенты получились следующие:  $K_{\text{CGCM2}}=0.22$ ,  $K_{\text{ECHAM4}}=0.39$  и  $K_{\text{HadCM3}}=0.39$ . Коэффициент модели CGCM2 оказался ниже, чем у двух других моделей, видимо для территории России Европейские модели ECHAM4 и HadCM3 несколько лучше описывают климат, чем модель CGCM2.

В табл. 5.5 и 5.6 в строках SUMR\_РФ приведены ошибки обобщенной, с весовыми коэффициентами, модели температуры в России.

В этом варианте средние и среднеквадратические ошибки объединенной модели стали незначительно меньше, чем при использовании осреднения моделей с равными весами. Заметного улучшения не получилось, потому, что в различных регионах России точность каждой модели изменяется неоднозначно. В связи с этим была предпринята попытка

получения независимых весовых коэффициентов на каждой станции по регрессии двенадцати многолетних месячных значений температуры из наблюдений за 1990-2005 годы и по аналогичным значениям каждой из трех исходных моделей в той же точке. При этом тоже не удалось уменьшить ошибки модели. Причиной тому различная точность по месяцам в каждой модели. В дальнейшем целесообразно использование осреднения моделей с равными весами.

#### **5.4. Оценки точности моделей на региональном уровне (на примере Московского региона)**

В настоящем разделе приводятся оценки точности восстановления рядов метеорологических величин в Москве по моделям CGCM , HadCM3 и ECHAM4/OPYC за 1990-2001гг. Оценки получены для температуры воздуха, количества атмосферных осадков, дефицита точки росы, притока солнечной радиации и скорости ветра.

Каждая модель имеет свои особенности и неточности в описании регионального климата. Получить оценки точности моделей для географической точки с координатами Москвы можно путем сравнения реальных и модельных в этой точке. Данные моделей о температуре воздуха, об атмосферных осадках и о других метеорологических элементах имеются в узлах регулярной сетки. Для Москвы модельные значения были получены путем пространственной линейной интерполяции модельных значений из ближайших к Москве четырех узлов географической сетки в точку с координатами Москвы: 55°45'с.ш., 37°38'в.д. Сравнение наблюдаемых и модельных данных проводилось по средним значениям за 1991-2000 годы. Это интервал, по которому имеются для сравнения данные по всем трем моделям.

На рис. 5.9-5.10 показан осредненный за 10 лет годовой ход температуры воздуха в Москве по наблюдениям и по трем моделям.

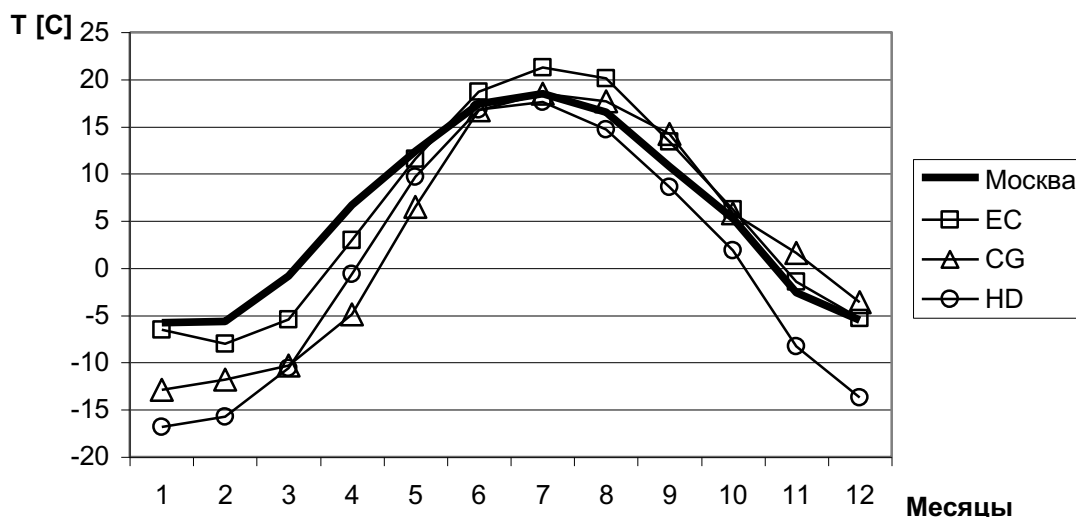


Рис.5.9. Годовой ход температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) по эмпирическим наблюдениям ст. Москва (МГУ) и моделям ЕСНАМ4 (EC), CGCM2 (CG) и HadCM3 (HD), сценарий A2, за 1991-2000 г.г.

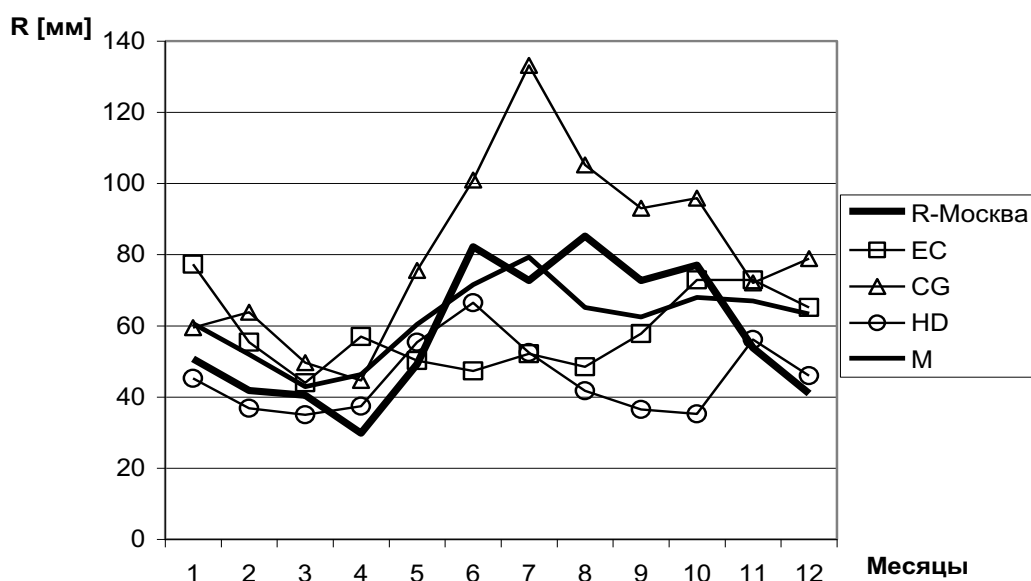


Рис.5.10. Годовой ход количества атмосферных осадков ( $R, \text{мм}$ ) по эмпирическим наблюдениям ст. Москва (МГУ) и моделям ЕСНАМ4 (EC), CGCM2 (CG) и HadCM3 (HD), сценарий A2, за 1991-2000 г.г.

Из рис.5.9 видно, что различия между наблюдаемыми и вычисленными модельными значениями температуры могут составлять  $10^{\circ}\text{C}$  зимой и до  $5^{\circ}\text{C}$



летом. Наилучшее согласие по температуре между наблюдаемыми данными и вычисленными дает модель ECHAM4. Табл.5.7 разностей показывает, что из всех сезонов наибольшие ошибки оценок температуры по модели наблюдаются в марте-апреле (от +3 до +4 °C) и в конце лета (-3.4°C).

Таблица 5.7

Разности ( $\Delta T$  °C) между средними за десятилетие 1991-2000г значениями наблюдаемой температуры воздуха в Москве и расчетными значениями по выбранной модели ECHAM4.

| Месяцы        | I   | II  | III | IV  | V   | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| $\Delta T$ °C | 0.9 | 1.5 | 3.4 | 4.3 | 0.8 | -1.1 | -1.8 | -3.4 | -1.9 | -0.8 | -1.9 | -1.8 |

С января по май модель занижает значения температуры, а с июня по декабрь завышает. Различия между наблюдаемыми и вычисленными модельными данными количества осадков по модели HadCM3 (табл. 5.8) составляют 5-15 мм с декабря по май и 20-40 мм в летние месяцы.

Таблица 5.8

Разности ( $\Delta R$  мм) между средними за десятилетие 1991-2000г измеренным количеством атмосферных осадков в Москве и расчетными значениями осредненным по трем моделям (ECHAM4, CGCM2 и HadCM3)

| Месяцы                  | I   | II  | III | IV  | V   | VI | VII | VIII | IX | X | XI  | XII |
|-------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|------|----|---|-----|-----|
| Осадки<br>$\Delta R$ мм | -10 | -10 | -2  | -17 | -11 | 11 | -7  | 20   | 10 | 9 | -13 | -22 |

Модель завышает количество осадков в Москве. Между данными различных моделей различия летом больше. Другие модели с июня по октябрь занижают количество осадков в Москве, а в другие месяцы различия меньше и с переменными знаками. Наилучшее согласие между наблюдаемыми данными о количестве осадков в Москве и вычисленными дают осредненные значения количества осадков, полученные как средние из

значений по всем трем моделям. Неточности моделей часто имеют противоположный знак, а обобщенные (осредненные) значения содержат меньшую ошибку. Таблица месячных разностей наблюдаемых и модельных осредненных значений показывает, что ошибки обычно составляют около  $\pm 10$  мм, но в августе ошибка достигает +20 мм, а в декабре -23 мм.

Итак, для получения оценок значений температуры на предстоящие десятилетия, в настоящей работе выбрана модель ЕСНАМ4. Для получения оценок ожидаемого количества осадков в те же годы использовались осредненные значения на основе трех моделей: ЕСНАМ4, CGCM2 и HadCM3, как наиболее реалистичные.

Так как для оценок возможных изменений температуры воздуха были выбраны значения модели ЕСНАМ4, то и для оценок изменения влажности воздуха, чтобы не нарушать согласования, логично пользоваться данными той же модели.

Оценим ошибки моделирования влажности воздуха на примере Москвы за 1991-2000 гг. В качестве характеристики влажности использовался дефицит точки росы ( $dQ$ ), который вычислялся на основе модельных значений температуры воздуха ( $T$ ) и температуры точки росы ( $\tau$ ) по формуле:

$$dQ = T - \tau$$

Среднемесячные значения дефицита точки росы при оценках по ЕСНАМ4 и по данным ст. МО МГУ, за 1991-2000 гг. показаны на рис. 5.11.

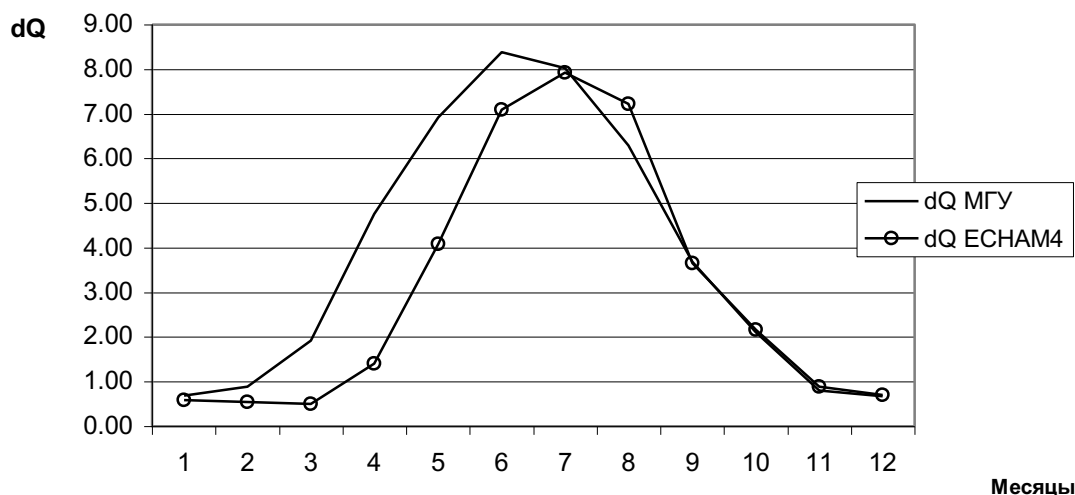


Рис. 5.11. Годовой ход дефицита точки росы по наблюдениям ст. МО МГУ и по модели ECHAM4, осреднение за 1991-2000 г.г.

Из рис.5.11 видно, что модель систематически занижает дефицит точки росы в феврале-июне и в августе. В табл. 5.9 приведены поправки, которые необходимо вводить в модельные оценки, чтобы согласовать их с наблюдаемыми значениями. Поправки необходимо прибавлять к модельным данным.

Таблица 5.9

Поправки (°C) к модельным значениям дефицита точки росы для приведения их к наблюдаемым значениям по ст. МО МГУ

| Месяцы        | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X    | XI   | XII |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|------|-----|
| Поправки (°C) | 0.1 | 0.3 | 1.4 | 3.4 | 2.8 | 1.3 | 0.1 | -0.9 | 0.0 | -0.1 | -0.1 | 0.0 |

Итак, для оценок возможных изменений климата предлагается использовать данные о влажности по модели ECHAM4 с поправками, которые следует прибавлять к модельным данным дефицита точки росы.

Приток суммарной солнечной радиации  $S$  к поверхности земли регулируется облачностью и зависит от правильной ее параметризации в

моделях. Все рассматриваемые три модели атмосферы показывают сходные значения  $S$  за период 1991-2000 гг. с фактическими наблюдениями. Однако наилучшее сходство дают значения, осредненные по трем моделям. Заметим, что, аналогичный результат сравнения моделей ранее имел место для значений количества атмосферных осадков.

На рис.5.12 показан приток солнечной радиации по наблюдениям в Москве и по моделям, а также осредненные по трем моделям значения  $S$ .

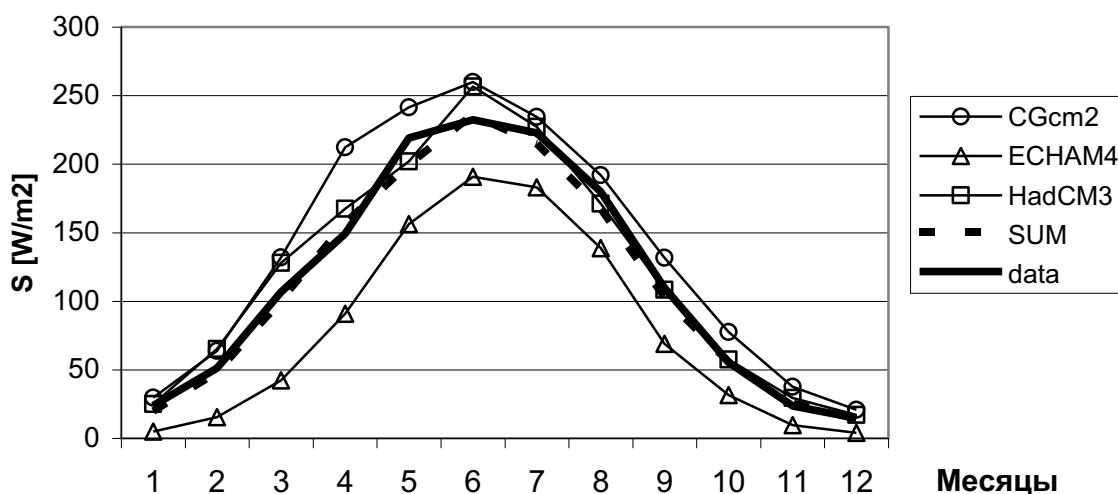


Рис. 5.12. Годовой ход суммарной солнечной радиации по фактическим наблюдениям (data) и средние по моделям CGCM2, ECHAM4, HadCM3. SUM - осредненные по трем моделям значения. 1991-2000 гг.

Анализ разностей восстановления моделями скорости ветра показал, что модели ECHAM4 и HadCM3 сильно завышают ее во все месяцы года. Модель CGCM2 годовой ход скорости ветра описывает некорректно. Для дальнейшей работы использовались данные о скорости ветра по модели ECHAM4 с поправками табл.5.12.

Ошибки глобальных моделей при использовании их в региональных оценках предстоящего состояния климата очень велики, из-за возникающих систематических сдвигов.

Таблица 5.10

Скорость ветра по данным ст. МО МГУ, по модели ЕСНАМ4, осредненные за десятилетие 1991-2000 гг., и поправки (м/с) к модельным значениям скорости ветра.

| Месяцы              | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1990-2000<br>МО МГУ | 2.7  | 2.8  | 2.7  | 2.4  | 2.4  | 2.1  | 2.1  | 2.1  | 2.2  | 2.5  | 2.5  | 2.7  |
| 1990-2000<br>ЕСНАМ4 | 5.9  | 5.6  | 4.9  | 4.6  | 4.3  | 4.0  | 3.5  | 3.6  | 4.4  | 5.3  | 5.7  | 5.9  |
| Поправки            | -3.2 | -2.8 | -2.1 | -2.2 | -1.9 | -1.8 | -1.4 | -1.6 | -2.2 | -2.8 | -3.2 | -3.1 |

Во многих случаях формальные тренды дают прогноз на первое десятилетие лучше, чем модели климата. Возможны и другие статистические методы оценок предстоящего климата на одно-два десятилетия вперед. Поэтому в следующей главе представлена статистическая модель, дающая лучшие результаты в оценках состояния климата на 20 последующих лет.

Полученные оценки показывают, что модели климата описывают региональный климат с ошибками, которые не позволяют достоверно оценивать региональный климат ближайших одного-двух десятилетий. Модели применимы только для обобщенных оценок предстоящего состояния климата в тех случаях, в которых после обобщения ожидаемые изменения климата превышают ошибки моделей.

**Выводы по главе 5**

1. Глобальные динамические полные модели климата дают систематические сдвиги и большие ошибки в описании годового хода метеорологических величин на региональном уровне
2. Обобщение разных глобальных динамических моделей климата уменьшает ошибки, но они остаются значительными, что не позволяет их применять к оценкам регионального климата на ближайшие два десятилетия без коррекции

## **ГЛАВА 6. ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ НА ОСНОВЕ ЭМПИРИКО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ**

### **6.1. Проблемы метеорологических прогнозов большой заблаговременности**

Актуальность метеорологических прогнозов большой длительности и прогнозов изменения климата определяется их исключительной практической значимостью. Многие хозяйственные циклы имеют длительность один год и планирование хозяйственной деятельности в погодозависимых отраслях нуждается в прогнозах с годовой заблаговременностью. Современные изменения климата все в большей мере становятся значимыми в жизнедеятельности человека.

Требование столь большой заблаговременности прогноза определило все дальнейшие подходы и метод решения задачи, которые изложены в настоящей главе. Многие современные существенные наработки других авторов в области долгосрочных метеорологических прогнозов, не удовлетворяющих требованиям годовой заблаговременности, не удалось использовать. Тем не менее, они сыграли определенную роль в выборе пути решения задачи.

Долгосрочные метеорологические прогнозы являются сложной проблемой с длительной историей. При разработке метеорологических прогнозов используются три основных подхода: синоптический, гидродинамический и эмпирико-статистический. Каждый из подходов раскрывает существенные особенности развития макрометеорологических процессов, вносит вклад в познание закономерностей общей циркуляции атмосферы. Статистические методы только тогда могут привести к положительному результату, когда они применяются для доказательства или подкрепления некоторых физических гипотез или же для отвержения ошибочных представлений. Очень важные физические свойства атмосферной циркуляции были получены на основе синоптического подхода за всю

историю исследований, поэтому результаты, полученные ранее классиками-синоптиками, заслуживают пристального внимания и современного толкования. Ниже приводятся те из них, осмысление которых позволило построить новый метод метеорологических прогнозов большой заблаговременности и прогноза климата.

*Прогностические свойства атмосферных процессов по результатам синоптических исследований.*

Под руководством Б.П.Мультановского в начале 30-х годов XX века был создан синоптический метод долгосрочного прогноза погоды, который основывался на едином взгляде, на синхронных наблюдениях за погодой над регионом. Это давало возможность выявить и проследить пространственные особенности изменений атмосферной циркуляции во времени. Прогноз погоды основывался главным образом на экстраполяции перемещения циклонов и антициклонов. В последующем накопленные сведения об особенностях атмосферной циркуляции дали возможность для глубокого физического понимания атмосферных процессов. В прогнозах стали использоваться ритмические свойства атмосферной циркуляции. Б.П.Мультановским и его последователями был сделан важный шаг на пути решения проблемы. Основные положения Б.П.Мультановского до сих пор признаются важными при рассмотрении проблемы долгосрочного прогноза. Не меньшее значение в создании методов долгосрочных прогнозов в свое время имели работы С.Т.Пагавы, [58], Г.Я.Вангенгейма, А.А.Гирса, [18,20], М.Х.Байдала [7] и ряда зарубежных ученых.

То было время, когда при отсутствии вычислительной техники со всем многообразием атмосферных процессов «боролись» с помощью типизаций и классификаций. Но не только ограниченные вычислительные возможности вынудили типизировать атмосферные процессы, к этому подтолкнули сами свойства атмосферной циркуляции, которые открылись при синоптическом взгляде на циркуляцию.



Б.П.Мультановский [56] разделил территорию России по признаку влияния Атлантики на погоду и ввел понятие естественного синоптического района, который с запада был ограничен меридианом Гренландии ( $50^{\circ}$  з.д.), с востока – меридианом р. Енисей ( $90^{\circ}$  в.д.), а с юга  $30^{\circ}$  с.ш. Это часть пространства северного полушария, в котором отмечаются специфические особенности развития синоптических процессов, связанных с характером теплообмена между океаном и материком. Второй естественный синоптический сезон ограничен меридианами  $90^{\circ}$  в.д. и  $165^{\circ}$  з.д., третий от  $165^{\circ}$  з.д. до  $50^{\circ}$  з.д. С юга они ограничены широтой  $20^{\circ}$  с.ш. Затем Б.П.Мультановским было введено понятие естественного синоптического периода и естественного синоптического сезона. С.Т.Пагава [58] существенно развил представление об этих понятиях, он показал наличие связи между сменой синоптического периода в Европейском районе и характером теплообмена в Северной Атлантике. Эта связь позволила получить дополнительный критерий для определения границ синоптических сезонов. Г.Я.Вангенгейм ввел понятие элементарного синоптического процесса – это период, в течение которого погодные условия относительно однородны. В течение естественного синоптического сезона сохраняются некоторые общие характерные черты атмосферной циркуляции, отражающие сложившееся взаимодействие между атмосферой и океаном, и сохраняются положение и интенсивность центров действия атмосферы. Естественный синоптический период, естественный синоптический сезон и элементарный синоптический процесс, а также естественный синоптический район – это представления, основанные на характерных свойствах атмосферных процессов и циркуляции. Одним из свойств таких представлений является некоторое квантование состояний атмосферы во времени и в пространстве. Атмосферная циркуляция в своих изменениях часто возвращается к подобным состояниям, но эти изменения происходят не плавно периодически, а, скорее, ритмически. Одно состояние атмосферной

циркуляции, с некоторыми общими характерными чертами, сохраняется дольше, чем происходит переход к другому состоянию.

Атмосферные преобразования не происходят изолированно, они являются составной частью изменений в климатической системе. Отдельные элементы климатической системы могут накапливать и освобождать огромные количества энергии во временных масштабах от нескольких дней до столетий (океан и ледники) [65]. Второй важной составляющей в климатической системе являются океаны. Атмосфера в сравнении с океаном является менее инертной и менее энергоемкой. Океан можно гипотетически рассматривать как возможный источник долгопериодных ритмов, задающих серии непериодических возмущений в атмосфере. При этом нельзя исключать из рассмотрения другие возможные источники ритмов в атмосфере, таких как скорость вращения Земли, другие геодинамические факторы и внешние воздействия.

Учет взаимодействия атмосферы и океана давно стало основой для долгосрочных прогнозов во многих методах. Учет аномалий температуры воды в северо-восточном районе Атлантики [91] при прогнозах погоды на ЕТР является основной концепцией в ряде работ [11,14,74,80,81]. В них показано, что возникновение ситуаций блокирования, эволюция гребней относительной топографии и другие существенные признаки макрометеорологических процессов связаны с тепловым влиянием океана. Блокирование – это тоже элемент квантования атмосферных состояний.

По А.Л.Кацу [ 39-41] изменение интенсивности и положения высотных ложбин и гребней над Северной Атлантикой под влиянием аномалий термического режима океана сказывается на возникновении и устойчивости форм атмосферной циркуляции над ЕТС и Западной Сибирью. Совершенно новым у него является предположение об обусловленности самого процесса формирования аномалий температуры воды в океанах фазой квазидвухлетнего цикла атмосферной циркуляции, т.е. явлением, имеющим

глобальный характер. Наличие некоторого глобального регулятора региональных состояний атмосферной циркуляции, воздействующего на циркуляцию циклически, может послужить основой для региональных метеорологических прогнозов.

Несмотря на плавный годовой ход среднесуточной инсоляции, общая циркуляция атмосферы имеет свойства сохранять в течении сезона направления основных воздушных потоков и положение центров действия атмосферы, а затем резко переходить на другой режим, соответствующий следующему сезону. Об этом известном факте так же можно условно сказать, что атмосферная циркуляция имеет свойства квантоваться по сезонам. Длительность времени, в которой сохраняются все основные свойства атмосферной циркуляции, можно назвать квантом циркуляции-сезона. Промежутки между такими единицами длительности – величина не постоянная. Многими авторами было установлено, что границы естественных синоптических сезонов существенно изменяются (колеблются) с годами и зависят от индивидуальных особенностей каждого года. В первом естественном синоптическом районе Б.П.Мультановским выделено шесть сезонов: зима, весна, первая и вторая половина лета, осень и предзимье. Во втором районе найдены другие шесть сезонов: первая и вторая половина зимы, весна, лето, осень и предзимье. Каждому естественному синоптическому сезону свойственны своя географическая локализация и интенсивность тропосферных источников и стоков тепла, свои особенности теплообмена между высокими и низкими широтами, между океаном и континентом. Третий синоптический район за пределами России.

Способность атмосферной циркуляции квантоваться по сезонам хорошо известна, обычно это называют способностью атмосферной циркуляции скачкообразно переходить из режима циркуляции одного сезона в другой режим, характерный для следующего сезона, суть от этого не меняется. Вторым примером квантования может быть циркуляционная эпоха – это

наиболее крупная стадия процесса развития атмосферной циркуляции с определенным характером межгодового и внутригодового макропреобразования циркуляции, формирования и распределения термобарических полей на полушарии [17,19]. Приведенные физические особенности синоптических сезонов имеют важное значение в современных подходах при разработке методов долгосрочных метеорологических прогнозов и будут использованы далее.

Долгое время сезонные прогнозы основывались на анализе преемственности типов атмосферной циркуляции от сезона к сезону. А.И.Аскназия в 1938 году писал: «Можно ли считать, что приблизительно одинаковые условия гидро-, лито- и атмосферы в одном сезоне приведут приблизительно к одинаковым условиям следующего сезона, или же, наоборот, . . . , близкие исходные состояния могут . . . привести к совершенно разным синоптическим ситуациям. Если верно первое предположение, то рано или поздно проблема долгосрочного прогноза будет решена. Если верно второе, то нужно иметь мужество сказать открыто, что проблема долгосрочной синоптики является, по крайней мере, в нашу эпоху, неразрешимой». Теперь понятно, что подобные рассуждения не совсем верны. Выяснилось, что межсезонные связи внутри года оказались не достаточными для надежных прогнозов на следующий сезон. С появлением ЭВМ и возможности обработки большого количества материалов выяснилось, что приблизительно одинаковые условия в одном сезоне не приводили к приблизительно одинаковым условиям следующего сезона. Из этого в 70-е -80-е годы прошлого века многими учеными был сделан вывод о том, что проблема долгосрочных прогнозов является неразрешимой, во многих странах мира прекратили составлять долгосрочные прогнозы. Позднее новый подъем в разработке долгосрочных прогнозов начался за рубежом только в конце прошлого века, в связи с изучением цикличности в тропиках и явлений взаимодействия атмосферы и океана [126]

*Прогностические свойства атмосферных процессов по результатам статистических исследований*

Исторически сложилось так, что многие результаты полученные классическими школами долгосрочных прогнозов, о которых было сказано выше, не получили продолжения. С развитием вычислительной техники разработка статистических методов долгосрочных метеорологических прогнозов практически была начата заново.

Определенные успехи в развитии методов долгосрочного прогнозирования были достигнуты в работах М.И.Юдина, А.В.Мещерской, [92], Д.А.Педь [61], Е.Н.Блиновой [9,10], Н.И.Зверева [35], Н.А.Багрова, [4], Г.В.Груза, Э.Я.Раньковой [24], Р.М.Вильфанда, В.П.Садокова [70,71].

Основной причиной, сдерживающей повышение надежности статистических долгосрочных прогнозов, является способность атмосферы изменять свои прогностические связи в разных сезонах и в разных циркуляционных эпохах. Указанные свойства атмосферы являются серьезным ограничением применения статистических методов анализа случайных чисел, в которых главным условием надежности оценок является максимально возможная длина исследуемого ряда в предположении стационарности ряда. Стремление к статистической надежности идет вразрез со свойствами атмосферы. Одной из причин недостаточного качества долгосрочных прогнозов, возможно, является не учет квантования свойств атмосферной циркуляции по сезонам, по пространству и ритмически по годам. Несмотря на то, что внутри года межсезонные связи очень слабые, при прогнозе на месяц особое значение придавалось данным за последний месяц или декаду. Прогноз средней температуры воздуха на предстоящий месяц обычно базируется на экстраполяции развития атмосферных процессов непосредственно предшествующих прогнозу. В [62] подчеркивается, что наиболее надежным является прогноз погоды на первую неделю месяца. По сути, здесь к методам долгосрочных прогнозов применялись удачные

подходы, перенесенные из опыта создания краткосрочных и среднесрочных прогнозов. Но заблаговременность прогнозов с таким подходом оказалась ограниченной одним месяцем.

Статистически метеорологические процессы описываются многомерными функциями. При оценивании нескольких первых моментов с помощью их реализаций предполагается, что такие моменты существуют и анализируемые процессы удовлетворяют ряду теоретических положений (нормальность, стационарность и т.п.), которые обеспечивают возможность применения обоснованных методов теории случайных процессов. Поскольку реальные метеорологические процессы не удовлетворяют этим условиям, то известные статистические модели атмосферы не могут достаточно точно описать предстоящие изменения на длительный интервал времени вперед. Однако в статистическом подходе имеются неисследованные возможности, о которых будет сказано ниже.

Гидродинамические модели атмосферной циркуляции в 70-80-е годы XX века позволили повысить эффективность краткосрочного и среднесрочного прогнозов барического поля и погоды, а долгосрочные метеорологические прогнозы не получились. Системы гидродинамических уравнений, отражающих фундаментальные физические законы сохранения массы и энергии, позволяют эффективно прогнозировать состояние атмосферы на сроки до 5-7 суток. Возможности прогнозирования состояния атмосферных макропроцессов опять оказались ограничены, так называемым, «пределом предсказуемости». Чаще называют таким пределом возможность предвычисления обобщенных метеорологических величин на период до 2-3 недель [146, 141, 130, 135, 136, 129].

Д.М.Сонечкин [77] утверждает, что предсказуемость крупномасштабных процессов определяется не столько реальной физической неустойчивостью этих процессов, как считал Лоренц [50], сколько неустойчивостями физически нереальных процессов, в прогностических моделях.

Понятие предела предсказуемости разработано специалистами гидродинамического направления. При этом имеют в виду прогнозы с детальностью около суток, но это не значит, что невозможны прогнозы на значительно большие сроки, но с меньшей детализацией, т.е. с гораздо большим осреднением, например, с месячным или сезонным [5]. Кроме того, совершенно неправомечно, выводы, сделанные в рамках одной модели описания атмосферных процессов, распространять на все другие модели, включая те модели, которые еще не разработаны, которые могут быть основаны на других принципах.

#### *Долгосрочное прогнозирование за рубежом и в России*

Во всем мире продолжается работа над долгосрочными метеорологическими прогнозами. В области сезонных прогнозов в последнее десятилетие наметился определенный успех пока только в тропической и субтропической зоне Земли.

Исследования последних двух десятилетий показали, что, во многих областях мира сезонные аномалии атмосферных характеристик являются потенциально предсказуемыми. Как и раньше оказалось, что прогнозы разных погодных состояний возможны на основе зависимости сезонных аномалий в атмосфере от температуры поверхности океана и поверхности земли, а также, благодаря существующему заметному сдвигу во времени между океаническими и атмосферными температурными возмущениями [134]. Долгопериодные изменения в поверхностном пограничном слое океана имеют предсказуемость, простирающуюся на много сезонов за пределом предсказуемости для изменений в атмосфере [122,138].

Таким образом, понимая целостность климатической системы и процессов взаимодействия океана и атмосферы, ограничения предела предсказуемости отодвигаются на многие годы в соответствии с длительностью ритмов в состоянии верхних слоев океана.

Аномальный меридиональный градиент температуры поверхности океана в Атлантике, как считают, зависит от Южного колебания [137,123].

В большинстве статистических методов, прогнозы сезонных аномалий климата сильно зависят от правильности предсказания фазы Южного колебания, такие методы разработаны для районов Сахели [94,111,95,145], для Восточной и Южной Африки [131,121,127], для Северо-Востока Бразилии [150,149].

Большинство успешных долгосрочных прогнозов относится к тропической части Тихого океана, а их заблаговременность ограничивается запаздыванием изменений в атмосфере относительно предшествующих изменений в поверхностном слое океана от 3 до 6 месяцев. [113,114] . Менее успешными являются сезонные прогнозы по другим территориям: Тихоокеанские Острова и Штат Аляска [95,152], Австралия [101], Европа [118,103], Соединенные Штаты [97], и Канада [140] .

Меньше работ посвящено метеорологическим прогнозам на год и более [83,86,88, 151,107,147,148,105]. Прогнозы с годовой заблаговременностью включают прогноз состояния океана. За последние два десятилетия численное моделирование циркуляции океана получило значительное развитие, были преодолены многие трудности, связанные с физическими и вычислительными аспектами численного моделирования океанов. Основной недостаток существующих атмосферно-океанических моделей состоит в том, что в них температура поверхности океана, в результате интегрирования, может отклоняться далеко от реалистических величин. Соотношения между аномалиями температуры поверхности воды и нижней атмосферы таковы, что малейшие ошибки в модели океана приводят к значительным ошибкам в работе атмосферной модели. Это приводит к нереалистичным значениям в аномалиях атмосферных характеристик [106].

Успешность прогнозов сильно варьирует по регионам Земли, что объясняется региональными особенностями взаимодействия отдельных



элементов климатической системы. В средних широтах климатические условия имеют слабую корреляцию с Эль-Ниньо и Ла-Ниньо. Эти явления здесь скорее следует рассматривать как индикатор некоторых глобальных преобразований в климатической системе. Поэтому в России используются другие подходы к долгосрочному метеорологическому прогнозированию.

В ГГО разработан гидродинамико-статистический метод долгосрочного метеорологического прогноза. Метод основан на использовании глобальной спектральной модели общей циркуляции атмосферы. Прогнозы составляются понедельно и подекадно на период до одного месяца. На период до 20 суток прогноз точнее климатического, далее прогноз на уровне климатического [53].

В оперативной практике ДВНИГМИ используется прогноз средней месячной температуры воздуха и месячных сумм осадков по Восточной Сибири и Дальнему Востоку с заблаговременностью до 5 месяцев. В прогностических уравнениях в качестве факторов предсказателей используются центры действия атмосферы в северном полушарии, индекс зональной циркуляции атмосферы Е.Н.Блиновой и значение температуры и осадков в исходном месяце. При вычислении коэффициентов эмпирических функций влияния учитывается 5-месячная ритмичность в атмосфере. Оправдываемость прогнозов температуры 65%, осадков - 64%. [72].

В работах Г.В. Груза и Э.Я.Раньковой предложен метод прогноза на основе групповых аналогов, в котором в качестве предикторов используется большое количество разнородных характеристик. Метод оказался эффективным в прогнозе на ближайший месяц [24, 23] .

В Гидрометеорологическом центре в настоящее время развивается новый метод [15] .

Все статистические методы построены, на одном и том же общем принципе авторегрессии, который как и раньше, предполагает, что будущее состояние атмосферы определяется ее ближайшим состоянием в прошлом,

точнее – определяется прошлым состоянием всей климатической системы и, возможно, внешними факторами.

Но на практике нет всего необходимого набора данных наблюдений за прошлым и настоящим состоянием климатической системы, нет даже обоснованного перечня всех необходимых данных. Современная система наблюдений и наши знания о состоянии всех компонентов климатической системы не позволяют уверенно идентифицировать одинаковые условия в прошлом по всем параметрам. Например, крайне недостаточно сведений о течениях и теплозапасах океана на глубинах. До сих пор нет ясности в вопросе о роли внешних космических факторов. Поэтому, строго говоря, мы не можем точно сказать, каким был предыдущий сезон, мы не знаем какие и сколько предыдущих сезонов определяют погоду текущего сезона. Например, неучтенный заранее выход теплых вод океана на поверхность один раз в 4-6 лет, может значительно изменить температурно-влажностное состояние атмосферы на большой территории без связи с предыдущим сезоном. Если мы будем располагать неполной информацией о климатической системе, то можно сделать ошибочный вывод о неразрешимости проблемы долгосрочных метеорологических прогнозов. Приведенный пример показывает, что принципы экстраполяции метеорологических величин, разработанные для краткосрочных прогнозов, нельзя распространять на методы долгосрочных прогнозов. Краткосрочные и среднесрочные прогнозы строятся в интервале характерного времени атмосферной реакции и адаптации (до 1 месяца), долгосрочные прогнозы должны строиться в интервале долгопериодных связей во всей климатической системе, на экстраполяции колебательных процессов низких частот [6]. Необходимо искать прогностические связи метеорологических величин как в ближайших сезонах, так и в сезонах, удаленных на много лет, на основе анализа ритмов.

Изучению ритмической деятельности в атмосфере были посвящены некоторые работы С.Т.Пагавы, Л.А.Вительса, Н.И.Зверева, В.Г.Шишкова, Б.И.Сазонова. В них так же возможности прогнозирования на долгие сроки связывались с ритмами в климатической системе. На основе численных экспериментов по составлению долгосрочных прогнозов по модели ГГО [66] побочно были получены результаты, подтверждающие возможность прогнозирования на основе ритмов. Авторами указанной работы испытывалось влияние граничных условий на месячный и сезонный прогнозы. В первый месяц статистически значимое влияние обнаружено для 20-30% территории северного полушария, а далее по их данным это влияние возрастало и к третьему месяцу значимое влияние проявлялось уже на 50-60% территории.

В разное время и разные авторы писали о ритмических свойствах атмосферных характеристик, начиная с Б.П.Мультановского, однако до сих пор много осталось неясного в этой проблеме. Прежде всего, нет ясности в происхождении многомесячных и многолетних ритмов, продолжительность и устойчивость ритмов различна в разных регионах и непостоянна за историю наблюдений. Однако теперь, накопленные знания о ритмах и свойствах климатической системы, позволяют предложить новую интерпретацию причин «непредсказуемых» колебаний в атмосферных характеристиках.

В следующем разделе описаны ритмические особенности атмосферных процессов, имеющие значение для построения метода прогноза.

## **6.2. Ритмы в атмосфере**

### *Сезонный частотный фильтр ритмов*

В исследованиях на основе статистического анализа недостаточно внимания уделяется известным сезонным перестройкам атмосферной циркуляции. Способность атмосферы квантоваться по сезонам обычно заменяется предположением плавных изменений метеорологических

элементов в годовом ходе. Однако, плавным годовым ходом бывает только в значениях метеорологических элементов, осредненных за много лет по календарным датам, где границы сезонов сглажены. «Квантовые» сезонные свойства атмосферной циркуляции приводят к «квантовой» реакции атмосферы на те или иные внешние воздействия.

Сезонные особенности атмосферной циркуляции хорошо известны. Во внетропических широтах существуют зимние, летние и другие типы сезонной атмосферной циркуляции. В разных сезонах изменяется положение центров действия атмосферы, траектории движения барических образований и т.д. [20, 27]. Погодные условия в регионе определяются в значительной мере типом пришедшей воздушной массы. Для каждого полушария Земли можно выделить три основных класса воздушных масс [59] : тропический воздух, воздух умеренных широт и полярный воздух. Очагами формирования тропического воздуха служат зоны пассатов северного и южного полушарий, ограниченные поясами субтропических антициклонов обоих полушарий. Полярный воздух северного полушария формируется в арктических и субарктических районах, а полярный воздух южного полушария формируется в антарктических и субантарктических районах. Воздух умеренных широт занимает пространство между зонами полярного и тропического воздуха. Воздушные массы отличаются не только значениями метеорологических элементов, но и факторами, их формирующими, с разным набором циклических составляющих и с различными статистическими и прогностическими свойствами.

В тропических широтах годовой ход в метеорологических элементах практически отсутствует, атмосферная циркуляция не имеет ярко выраженных сезонных особенностей, квантование свойств атмосферы по сезонам здесь отсутствует. Благодаря этому в тропиках, меньше препятствий для развития долгопериодных колебаний, например таких как, Южное колебание или квазидвухлетний цикл в экваториальной стратосфере. Из

тропиков колебания должны передаваться в соседние более высокие широты. Но сезонные различия в атмосферной циркуляции умеренных широт создают своеобразный частотный фильтр колебаний. Фильтр выделяет колебания в зависимости от близости периода к значению кратному длительности одного года. Из низких широт в умеренные могут передаваться только те волны, которые начинаются и заканчиваются в одноименном сезоне. Колебания, период которых выражается целым числом лет, имеет преимущества по сравнению с периодами других значений.

Колебания с периодами не кратными году будут трансформированы фильтром в более долгопериодные возмущения. Статистическая связь будет утрачена между колебаниями в низких и умеренных широтах. Так, возмущения из тропиков с периодами  $T_1$  не кратными году, могут проявляться во внетропических широтах с периодами  $T$  в  $n$  раз длиннее исходных тропических возмущений.

$T = nT_1$ , где  $nT_1$  – целое число лет при минимальном целом числе  $n$ .

Такой же частотный фильтр работает при взаимодействии атмосферы и океана. Возможно, такой же частотный фильтр работает в восприимчивости других внешних воздействий, включая космические.

Продemonстрируем работу такого фильтра на искусственном примере. Зададим синусоиду с периодом 26 месяцев на интервале от 1950 по 2000 год. Для удобства дальнейшей визуализации начальную фазу зададим так, чтобы в 1950 году максимум синусоиды приходился на февраль. Построим ее значения в виде изолиний на двумерной диаграмме с осями: по горизонтали – годы; по вертикали – месяцы (рис.6.1). Проследим по годам и месяцам появление максимальных значений синусоидальных колебаний, которые демонстрируют некоторое предполагаемое внешнее ритмическое воздействие на атмосферу. В 1950 году максимум значений приходился на январь, следующий максимум появляется в 1952 году с максимумом в марте, третий раз максимум появляется в 1954 году со сдвигом еще на два месяца и

т.д. максимум появляется через каждые два года со сдвигом, постепенно перемещаясь по сезонам от зимы к весне и лету и далее через осень опять к зиме.

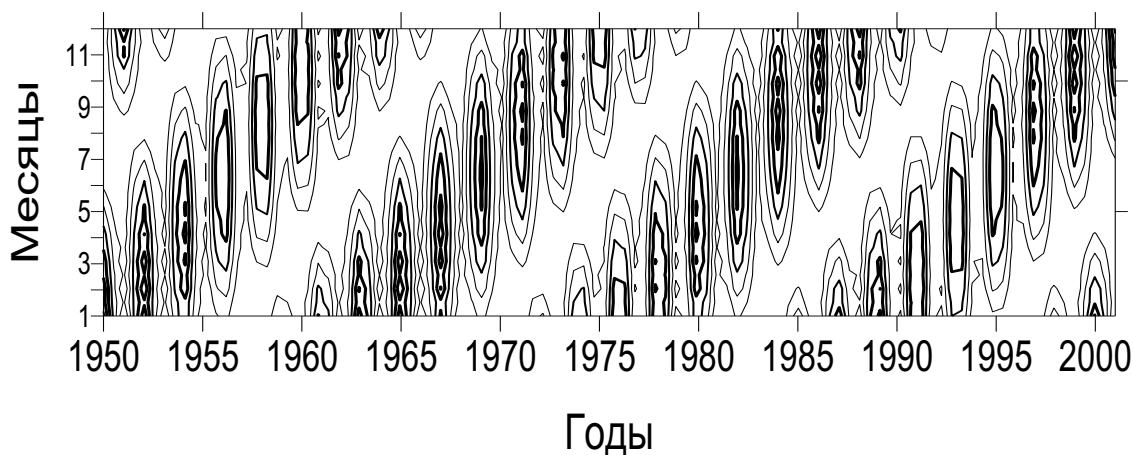


Рис.6.1. Пример 26-месячного цикла при отсутствии сезонного фильтра. Изолинии показывают положительные значения модельной синусоиды по годам и месяцам.

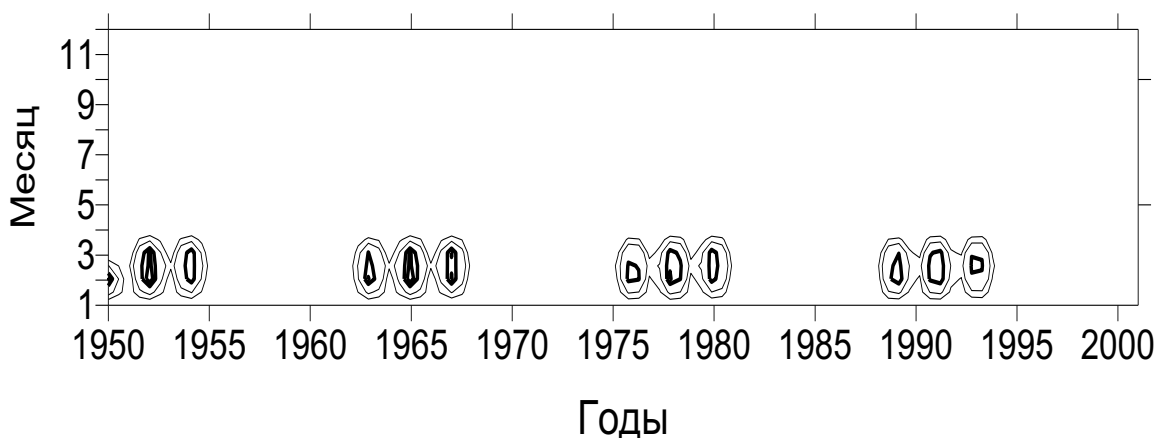


Рис.6.2. Пример проявления 26-месячного цикла после сезонной фильтрации

Если учесть, что при одинаковых внешних по отношению к атмосфере воздействиях, однотипные возмущения в атмосфере могут появиться только в пределах одного узкого сезонного интервала, тогда следует обнулить значения синусоиды в другие сезоны. Из всех значений синусоиды оставим

только значения в феврале-марте и построим (рис.6.2) ее значения в виде изолиний на двумерной диаграмме подобно рис.6.1. На новом рис.6.2 видно, что квазидвухлетние возмущения появляются тройками через 12 лет. Любой статистический анализ без учета наличия сезонного фильтра покажет отсутствие значимых 26 месячных колебаний в данных, по которым построена диаграмма рис.6.2. И действительно, 26 месячные колебания после сезонного фильтра чаще отсутствуют, чем присутствуют, несмотря на то, что являются элементами синусоиды. Приведенный пример с синусоидой наглядно демонстрирует реальную картину трансформации колебаний в атмосфере под действием сезонного фильтра и объясняет многие неудачи в поисках цикличностей в атмосфере и их причин. Реальной основой сезонного фильтра являются неоспоримые сведения о принципиальных различиях в атмосферной циркуляции разных сезонов, которых насчитывается 5-6 по разным классификациям.

Итак, на основе известных сезонных свойств атмосферы очевидно, что долгопериодные внешние воздействия на атмосферу могут приводить к отнотипным погодным изменениям внетропических широт только в одноименных сезонах, при одинаковых сезонных условиях атмосферной циркуляции. Внешнее циклическое воздействие на внетропическую атмосферу возможно только на определенных частотах кратных одному году или через интервал времени  $nT$ . Это означает, что воздействие с периодом, например, 2 года будет проявляться в атмосфере через 2 года, воздействие с периодом 2.5 года будет проявляться в атмосфере аналогичного сезона только через 5 лет, а воздействие с периодом 2.2 года – через 11 лет и т.д. Наличие своеобразного частотного фильтра приводит к тому, что в атмосфере не обнаруживаются колебания с частотами вынуждающих колебаний, но возникают ритмы с интервалами, в несколько раз превышающими периоды вынуждающих колебаний. Например, если бы в глубинах океана существовал цикл с периодом 18 месяцев, то во

внетропической атмосфере он бы проявлялся не каждые 18 месяцев, а только через 3 года (36 месяцев), аналогично, циклическое воздействие с периодом 20 месяцев – проявлялось бы только через 5 лет (60 месяцев), и т.д.

Ритмы в одной составляющей климатической системы (например, в океане) каждый раз задают начальную фазу колебаний в другой составляющей системы (в атмосфере) с ее собственными частотами. В результате взаимодействия отдельных элементов климатической системы и обмена возмущениями на частотах кратных одному году создается сложная система суммарных колебаний во временных рядах температуры воздуха и других характеристиках атмосферы. Каждый последующий ритм задает новую начальную фазу новых колебаний.

Описанная картина может быть объяснением того, почему не работают модели простой авторегрессии. С учетом своеобразного сезонного фильтра нельзя ожидать, что приблизительно одинаковые условия гидро-, лито- и атмосферы в одном сезоне приведут приблизительно к одинаковым условиям следующего сезона. Но можно искать закономерности возникновения ритмов, кратных одному году, и череду возмущений в атмосфере, следующих за каждым ритмом. Такой подход использовался в методе долгосрочного метеорологического прогноза, описанного в настоящей работе.

Несколько примеров проявления сезонного частотного фильтра приведены далее.

Наличие сезонного частотного фильтра легко заметить при сравнении внутригодовых межмесячных связей температуры воздуха и межгодовых связей температуры в одноименных месяцах. На рис.6.3 показана автокорреляционная функция месячных аномалий температуры воздуха в Москве по данным за 1951-2000 гг. Аномалии температуры вычислены путем исключения среднего годового хода за 1951-2000 годы.



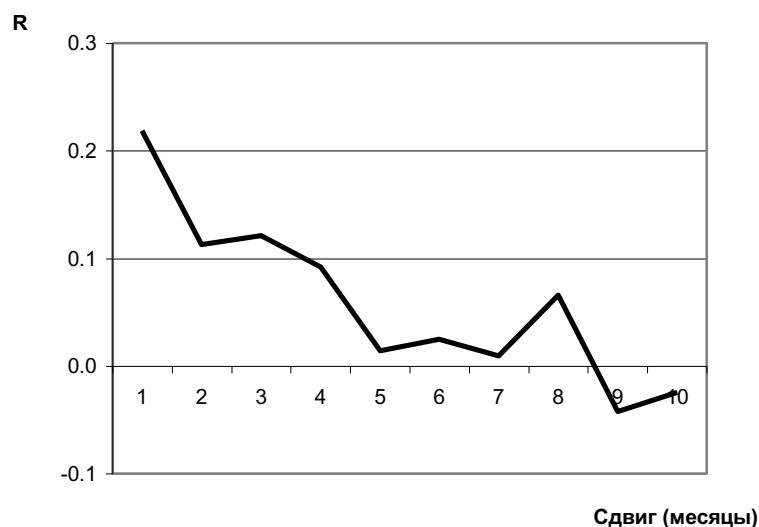


Рис.6.3. Автокорреляционная функция месячных аномалий температуры в Москве с аномалиями последующих месяцев (сдвиг до 10 месяцев) за 1951-2000 гг.

Из рис.6.3 видно, что при сдвиге на один месяц коэффициент корреляции составляет 0.2 и при больших сдвигах быстро уменьшается. Начиная со сдвига 5 месяцев, корреляция близка к нулю. Автокорреляционная функция вычислена за период 1951-2000 гг. Если вычислять автокорреляционную функцию за более короткие интервалы лет, то в некоторые годы появляются отрицательные корреляции при сдвиге 5-7 месяцев и далее, опять, коэффициенты корреляции приближаются к нулю или переходят в положительную область. Внутригодовые межмесячные связи всегда слабые.

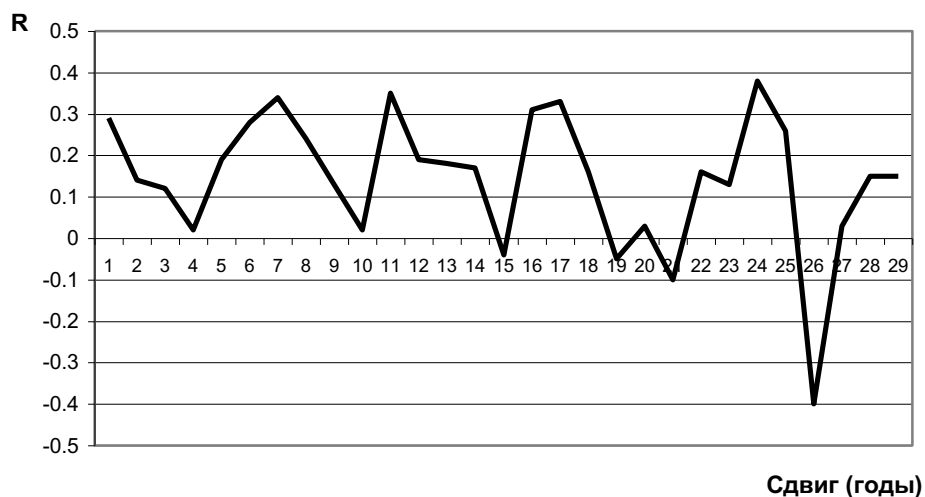


Рис.6.4. Автокорреляционная функция (сдвиг до 29 лет) месячных аномалий погодичных значений мартовской температуры в Москве за 1951-2000гг.

Другую картину дает анализ рядов, составленных из данных одноименных месяцев. Для примера, на рис.6.4 показана автокорреляционная функция многолетнего хода месячных аномалий температуры воздуха в марте в Москве. Мартовские значения аномалий температуры воздуха обрабатывались за тот же период 1951-2000 гг. Из этого рисунка видно, что корреляция со значениями коэффициента 0.2-0.3 обнаруживается при сдвигах (в годах): 1, 7, 11, 17, 24. Значения коэффициента автокорреляции при указанных сдвигах остаются всегда выше, чем на рис.6.3 для внутригодовых асинхронных связей. Март выбран как один из типичных примеров. Отсутствие связей через 2-5 месяцев и их появление через несколько лет является следствием сезонного частотного фильтра, о котором было сказано выше. По другим месяцам, также наблюдаются локальные максимумы автокорреляционной функции со значениями 0.2-0.3, но при других сдвигах. Это означает, что многолетний ход температуры каждого месяца формируется разными наборами циклов в соответствии с разными состояниями и свойствами атмосферной циркуляции в месяце или сезоне. Долгопериодные связи в температуре, заметны в температурных данных одноименных месяцев, но не обнаруживаются, когда анализ проводится без

учета циркуляционных сезонных особенностей. Приведенные выше факты, видимо, являются отражением сезонных особенностей взаимодействия отдельных элементов климатической системы. Подобная картина наблюдается и по другим метеорологическим станциям.

Изменяющиеся циркуляционные особенности каждого сезона и даже каждого месяца не позволяют некоторым колебательным процессам выйти за пределы одного - трех месяцев. Короткопериодные колебания, не выходящие за пределы сезона, позволяют строить только краткосрочные и среднесрочные прогнозы погоды. Долгосрочные прогнозы среднемесячной температуры следует строить на основе долгопериодных колебаний в рядах температур, составленных из погодичных среднемесячных значений одноименных месяцев. Данные других месяцев для этих целей менее информативны. Это замечательное свойство можно использовать для прогноза обобщенных за месяц значений метеовеличин с годовой и более заблаговременностью.

Между короткопериодными и долгопериодными колебаниями в атмосфере существует принципиальное различие. В течение года в каждом сезоне мы имеем дело с разными по своим свойствам воздушными массами и слабыми межсезонными взаимосвязями, а межгодовые изменения данных одноименных месяцев – результат долгопериодных колебаний элементов климатической системы. В течение года, вместе с сезонами изменяются региональные свойства атмосферы - смещаются центры действия атмосферы, изменяются направления воздушных потоков, изменяется взаимодействие атмосферы и океана. Во всех случаях это колебательные процессы со своей системой собственных и вынужденных колебаний. Смена сезона приводит к смене погодообразующих факторов, к смене региональных колебательных процессов. Без учета этого не найти длительных прогностических зависимостей.

В статистическом смысле, при переходе от одного сезона к другому нарушается стационарность аномалий температуры, изменяется статистическая структура. Это видно на примере асимметрии распределения температуры в Москве за июль и январь (рис. 6.5-6.6) по данным за 1900-2000гг. Гистограммы показывают, что в январе асимметрию создают редкие, но очень значительные отрицательные аномалии температуры, а летом асимметрия противоположного знака создается значительными редкими потеплениями.

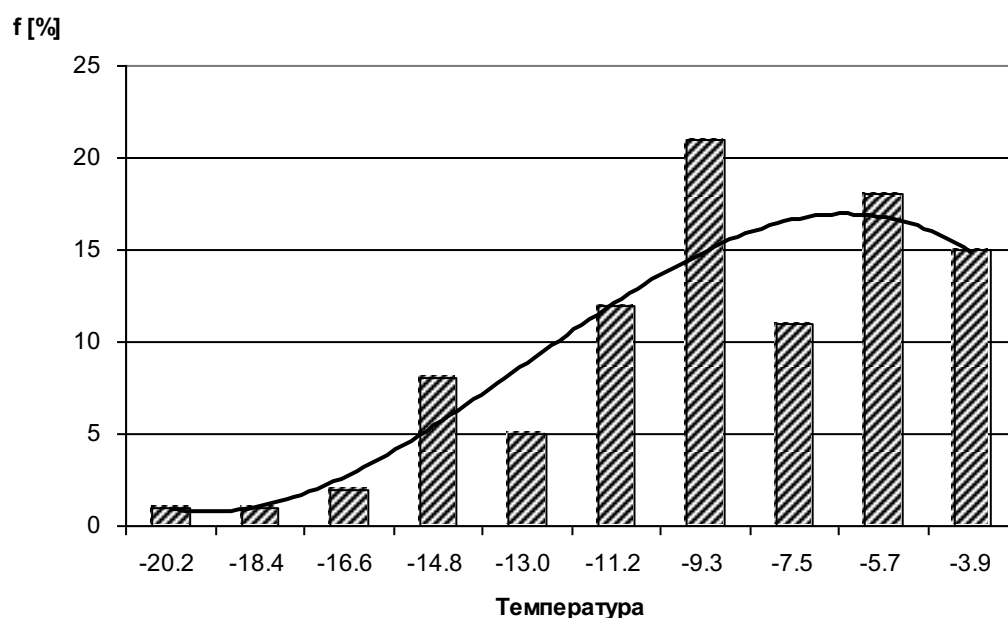


Рис. 6.5. Распределение среднемесячной температуры в Москве. Январь.

Аналогичная картина наблюдается по другим регионам. Продемонстрированные изменения статистических свойств важнейшей атмосферной характеристики (температуры воздуха) являются следствием существенных сезонных различий в свойствах атмосферной циркуляции, которые приводят не только к количественному изменению средней месячной температуры воздуха от зимы к лету, но и изменяют колебательные свойства температуры от зимы к лету.

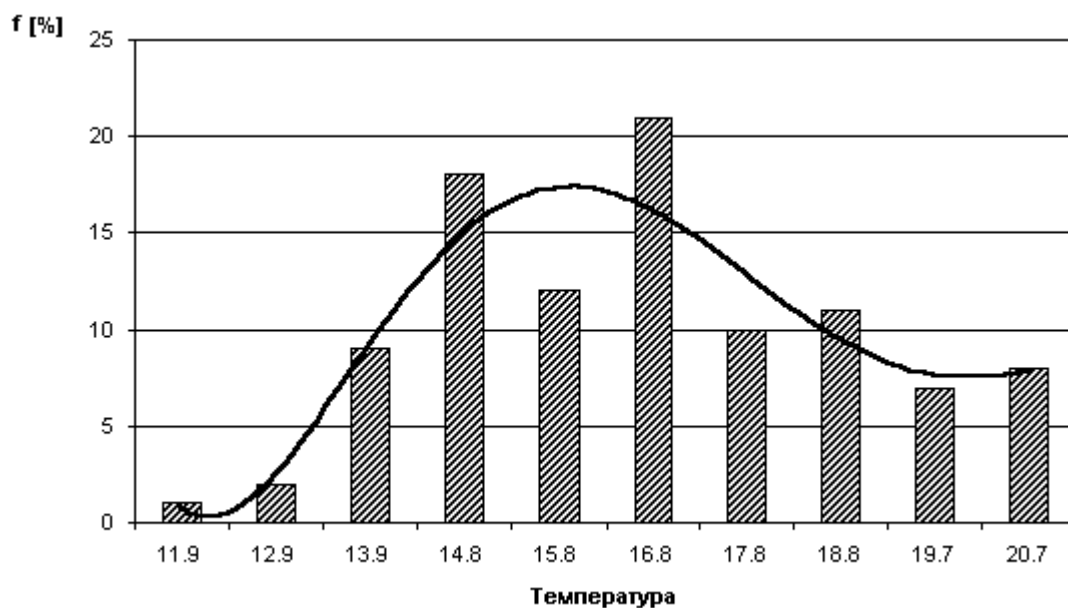


Рис. 6.6. Распределение среднемесячной температуры в Москве. Июль

Важные результаты, подтверждающие наличие сезонного частотного фильтра приведены в обзоре Т.В.Покровской [67], где на примере показано, что определенные атмосферные процессы могут происходить только в своем характерном сезоне, и прекращаются в другом сезоне. Дробные (в годах) интервалы для циклов нехарактерны. Показано [67], что известный квазидвухлетний цикл экваториальных ветров в стратосфере не всегда может реализоваться за два года, в силу различных помех может произойти задержка или на восходящей или на нисходящей ветви и тогда цикл завершится в следующем благоприятном сезоне. Это приводит к растягиванию цикла от двух к трем годам, вследствие неблагоприятных условий других сезонов. Это замечено в экваториальной зоне, где сезонный ход слаб, тем более, подобного явления с циклами следует ожидать в умеренных широтах с выраженными сезонными циркуляционными особенностями.

Итак, при составлении прогнозов с заблаговременностью сезон, год и более предпочтительнее использовать многолетние данные только одноименных сезонов.

Поэтому, для целей долгосрочных прогнозов погоды целесообразно искать межгодовые циклические зависимости. И такие зависимости уже использовались. Так, например, Алехин Ю.М. [1] для прогнозирования гидрологических характеристик предлагал использовать автокорреляционные функции. Он отмечает, что коэффициенты автокорреляций являются циклическими. С учетом изложенного был разработан метод прогноза среднемесячной температуры с заблаговременностью до 1 года, в котором принцип простой авторегрессии заменен выявлением квазипериодических ритмических возмущений и последующей череды непериодических изменений во временных рядах метеорологических величин.

Проблема сезонности не единственная, которая накладывает ограничения на использование результатов наблюдений. Существует проблема учета неустойчивости циркуляционных особенностей и изменения самих прогностических связей со временем. Прогностические связи нарушаются на границах циркуляционных эпох, впервые замеченных Г.Я.Вангенгеймом в 1948 году. С давними работами не всегда принято было считаться, однако позднее, на основе методов качественной теории динамических систем со странными аттракторами, была обнаружена способность атмосферы, почти скачкообразно, изменять свои статистические свойства [50]. Это те же квантовые свойства атмосферных состояний. По сути, это новый взгляд на известные циркуляционные эпохи и еще одно доказательство их существования. Происхождение циркуляционных эпох не ясно, но с их существованием необходимо считаться.

#### *Прогностические свойства ритмов*

Приведенные выше свойства атмосферы позволяют искать возможности для их использования в создании метода долгосрочного метеорологического прогноза. В монографии [55] отмечается, что климатическая система Земли является неоднородной и нелинейной системой с достаточно широким

диапазоном изменений и параметров в пространстве и во времени. Динамику полей климатических переменных различной природы усложняют их инерционные особенности. В [55] также отмечается принципиальная особенность климатической системы – наличие временной периодичности граничных условий. Это означает возможность наличия периодических изменений внешних условий, в которых развиваются атмосферные процессы, формирующие изменения полей температуры во времени.

Некоторые ученые считают учет цикличности при прогнозах бесполезным делом, так как всяких циклов и ритмов слишком много, и даже самые лучшие из них объясняют лишь несколько процентов всей изменчивости среднемесячных данных. Разложение кривых на их гармонические составляющие и математическая экстраполяция хода на будущее, до сих пор не давали существенных практических результатов. Действительно, при достаточном количестве гармоник можно удовлетворительно описать любой ряд, но если использовались гармоники, не имеющие физической связи с рядом данных, то экстраполяция даст неверный прогноз. Однако многочисленные факты показывают, что колебательные, ритмичные явления в природе являются ее фундаментальной особенностью. Если атмосферные процессы содержат заметную ритмическую составляющую, то здесь следует искать возможность прогноза развития этих процессов во времени. Следует учитывать, что избирательные частотные сезонные свойства атмосферы и наличие эпох циркуляции ограничивают применение теории случайных процессов для анализа и прогноза развития атмосферных процессов с большой заблаговременностью.

Опыт, накопленный за всю историю метеорологических исследований, и результаты, обобщенные в настоящей работе, позволяют построить прогностическую модель, уменьшающую степень неоднородности анализируемых данных, и на более однородном фоне отчетливее выявить повторяющиеся закономерности изменения во времени температуры воздуха.

Ритмы в атмосфере проявляются в виде набора колебаний, у которых с течением времени изменяется период, амплитуда и фаза. Каждые 2-3 соседних колебания еще похожи между собой, а далее картина меняется. В классическом понимании колебания носят случайный характер. Однако можно заметить серии некоторых «случайных» колебаний, повторяющиеся через одинаковые промежутки времени. Можно предположить, что имеется некоторый внешний периодический фактор, который задает серии неперiodических возмущений в атмосфере. Для поля температуры внешними факторами могут быть изменения общей циркуляции атмосферы, процессы взаимодействия атмосферы с океаном, изменения скорости вращения Земли [75], космические факторы. До сих пор все успехи долгосрочных прогнозов были связаны с учетом влияния на атмосферу океанов в зоне их наибольшего влияния. Факт влияния океанов на долгопериодные возмущения в атмосфере уже не надо доказывать, проблема в том, чтобы описать это влияние с достаточной достоверностью и заблаговременностью. Другие факторы менее изучены, но тоже возможны.

Каждое внешнее воздействие первоначально передается в поле температуры через цепочку нелинейных преобразований и многофакторных зависимостей в климатической системе. Далее в атмосфере возникает серия автоколебательных процессов с набором составляющих, соответствующих местным и сезонным особенностям. Каждое последующее внешнее воздействие ритмически задает в атмосфере новую серию колебаний, которая накладывается на предыдущую серию, нарушает начальную фазу автоколебаний, создает биения и т. д. Интервалы времени между воздействиями недостаточно велики, частая смена фазы не позволяет выявить гармонические составляющие серии вынужденных колебаний атмосферы. Увеличение интервала анализируемого ряда не позволяет найти периодичности из-за изменения начальных фаз составляющих. А если учесть, что внешнее воздействие на атмосферу представляет собой так же набор



колебаний разной природы и длительности, то выделение периодичностей в результирующих вынужденных колебаниях совсем становится невозможным.

В поисках получения достоверных результатов возникает противоречие между требованиями методов статистического анализа по увеличению длительности анализируемого ряда и природой колебаний, к которым эти методы применяются. К построению метода долгосрочного прогноза необходимо подходить с учетом наличия естественного сезонного частотного фильтра атмосферных возмущений, который не сглаживает внутрисезонные колебания, а ограничивает их границами сезона однотипной атмосферной циркуляции. Продолжение колебаний, например, зимнего сезона бывает в последующие зимние сезоны и не бывает в весенний или летний сезон. Весной наблюдаются другие колебания, свойственные весенним условиям атмосферной циркуляции и всей климатической системы, а их продолжение следует искать в последующих весенних сезонах и не раньше. И так далее для лета и осени.

Поэтому необходимо строить такой метод выделения ритмов, который из серии внешних вынуждающих колебаний выбирает только те, которые отстоят друг от друга на число лет кратное году, т.е. атмосфера преимущественно реагирует только на воздействия, повторяющиеся через целое число лет.

### **6.3. Статистическая модель для долгосрочного метеорологического прогноза на основе ритмов с учетом периодической нестационарности**

Впервые основы предлагаемого метода опубликованы автором в [88] и позднее в переработанном и усовершенствованном виде в [86,83]. Длительное время автором составлялись экспериментальные прогнозы, анализ ошибок которых позволил внести в ключевые места новые изменения, улучшающие качество прогнозов с годовой заблаговременностью. Заметную

роль в развитии алгоритмической части метода сыграло развитие персональной вычислительной техники за прошедшие годы после первой публикации. Метод построен на основе выделения рекуррентной серии возмущений в атмосфере, которая возникает и повторяется под влиянием гипотетических внешних (по отношению к атмосфере) квазипериодических возмущений.

Для прогноза параметров атмосферы на следующий год необходимо правильно описать межгодовую изменчивость во временном интервале нескольких лет. Атмосфера является составной частью климатической системы, в которой все элементы взаимосвязаны. Из всех составляющих климатической системы колебания такого временного масштаба наиболее заметно проявляются в параметрах океана. В системе океан-атмосфера океан служит инерционной средой, медленно накапливающей изменения. Атмосфера же представляет собой нестационарную часть, долгопериодная устойчивость которой поддерживается океаном. Колебательные процессы в океане (с выделением тепла в атмосферу или с его поглощением) носят сложный характер, суммарная картина которых, тоже не просто поддается статистическому моделированию. Но, благодаря большой инерционности океана по сравнению с атмосферой, в океане существуют квазиритмы более длительные и более устойчивые, чем ритмы в атмосфере. Их моделирование на коротком интервале времени является более легкой задачей. Океанические квазиритмы, и их влияние на атмосферу, являются основной гипотезой для разработки методов прогноза многолетней изменчивости в атмосфере за пределами известного для атмосферы «предела предсказуемости». Даже если, если причина многолетней ритмической изменчивости в климатической системе другая, то расчетная часть метода от этого не изменяется. Метод основан на выделении квазиритмов независимо от их происхождения. В настоящем разделе рассматривается возможность

прогнозирования среднемесячной, среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха с заблаговременностью один год и более.

#### *Физические основы для долгосрочного прогнозирования*

В атмосферных характеристиках наблюдаются колебания различного временного масштаба и происхождения, будем искать только те из них, которые способствуют решению задачи прогноза с годовой заблаговременностью. Квазипериодические колебания потоков тепла океан-атмосфера многократно (с квазипериодом) запускают вынужденные затухающие колебания в атмосферных процессах. Каждый такой «толчок» из вне сопровождается в атмосфере затухающими колебательными процессами на собственных резонансных частотах атмосферы. Периоды собственных колебаний в атмосфере определяются только свойствами общей и локальной циркуляции атмосферы и не связаны с периодами вынуждающих океанических квазиритмов. Каждый новый толчок порождает в атмосфере новую волну. Фаза новой волны в атмосфере не совпадает по фазе с волнами от предыдущих внешних воздействий. В результате происходит наложение друг на друга атмосферных волн циркуляции в разных фазах и с разной степенью затухания. В сумме получается, что периодические составляющие в возмущениях атмосферы есть, но со временем изменяется их фаза и амплитуда. Классические статистические методы не позволяют их выделить из-за короткого времени жизни.

Изложенные представления основаны на известных фактах и не являются новыми, но при особом подходе обладают важными прогностическими свойствами, которые ранее не учитывались.

Анализ показывает, что в реальности картина сложнее - существует одновременно несколько ритмозадающих внешних процессов – это целая система ритмов от разных океанов или от разных частей одного океана. Не исключены, также ритмические влияния других внешних факторов, таких как изменения скорости вращения Земли, солнечной активности, параметров

межпланетного магнитного поля. Источники ритмов пока не исследовались подробно.

Каждый внешний, по отношению к атмосфере, ритмический процесс запускает в атмосфере свои затухающие колебания с различными начальными фазами и амплитудами. Кажущаяся случайной суммарная картина на самом деле состоит из серии возмущений в атмосфере, следующих за каждым внешним толчком (ритмом). И такая серия атмосферных возмущений повторяется столько раз, сколько атмосфера получит однотипных толчков из вне. Если найти периоды для всей системы запускающих ритмов, то можно прогнозировать еще одно повторение каждой серии возмущений от каждого внешнего ритма.

При выделении запускающих ритмов в атмосферных характеристиках дополнительную проблему создает годовой ход метеорологических величин. Годовой ход температуры на некоторой метеорологической станции, как уже говорилось, это не просто летом теплее, чем зимой при изменении инсоляции. Зимой и летом погода на станции формируется разными воздушными массами, имеющими разное место происхождения, разные свойства и потому – разный набор ритмических составляющих, присущих району их формирования. Сезонные перестройки атмосферной циркуляции хорошо известны. Сезонные перемещения характерных границ каждой воздушной массы увлекают за собой присущую ей систему ритмов, а через год, возврат на то же место воздушной массы может принести продолжение ритмических возмущений. Попытки в фиксированной географической точке найти продолжение одних и тех же колебаний в других сезонах бессмысленны. Арктические воздушные массы приносят в средние широты ритмы с Северного ледовитого океана и, возможно, ритмы Солнечной активности, некоторые составляющие которой имеют благоприятные условия для вторжения в атмосферу высоких широт. Воздушные массы, формирующиеся над Атлантикой или над Тихим океаном несут с собой свои

другие ритмы. Смена сезона сопровождается сменой всей системы ритмов на фиксированной станции, а продолжения прежних ритмов могут быть заметны только через год в одноименном сезоне. В результате, последствия ритмов, однотипных по происхождению, нельзя наблюдать в атмосферных возмущениях круглый год в одной географической точке. На станции можно отслеживать последствия однотипных возмущений только дискретно, в одноименных сезонах. Поэтому, поиск атмосферных ритмов на станции целесообразно проводить по многолетним рядам, построенным по наблюдениям в одноименные сезоны или одноименные месяцы.

При обработке данных, принципиальные различия в изменчивости температуры воздуха разных сезонов подтверждаются тем, что при переходе от одного сезона к другому изменяются статистические свойства метеорологических величин. Гистограмма плотности распределения температуры показывает различие асимметрии в разные сезоны года. Зимой не только в Москве, как было показано ранее, а на всех станциях в средних широтах асимметрию температуры создают редкие, но очень значительные отрицательные аномалии, а летом асимметрия противоположного знака создается значительными редкими потеплениями. Это простое подтверждение различий тех глубинных процессов в климатической системе, которые формируют погоду в фиксированной точке в разных сезонах и осложняют поиск прогностических зависимостей в межсезонных связях.

Поэтому далее, при разработке метода прогноза месячной температуры с заблаговременностью один год и более тщательно проверялись возможности извлечения прогностической информации из многолетних рядов месячных данных с дискретностью один год.

#### *Авторский метод прогноза*

Климатическая система является многофакторной, различные ее элементы содержат, как вынужденные, так и вынуждающие колебания разной длительности. Долгопериодные колебания одних элементов и их

нелинейные взаимосвязи с другими элементами климатической системы могут приводить к появлению вынужденных короткопериодных возмущений в атмосфере с совершенно непохожей на вынуждающие колебания статистической структурой. В нелинейных системах могут возникать неожиданные реакции на внешние воздействия. Эти короткопериодные вынужденные возмущения могут хаотически чередоваться на интервале одного периода вынуждающего колебания, а в следующем периоде вся черед, казалось бы, хаотических колебаний может повторяться. Такие возмущения подходят под определение ритмических. Ритм – это чередование каких-либо элементов, происходящее с определенной последовательностью. В природе существует полиритмичность. Однако многие из ритмов в климатической системе выражены слабо и обнаруживаются только при специальном анализе. При перестройках процессов могут возникать новые доминирующие ритмы, которых не было прежде. Суперпозиция ритмов обуславливает сложную форму временных рядов.

Со статистической точки зрения вынужденные колебания можно описать моделью периодической нестационарности (терминология из [33]). Периодические вынуждающие колебания в каждом периоде задают серию непериодических вынужденных возмущений. Принято считать [33], что временной ряд обладает периодической нестационарностью, если весь ряд и любой его отрезок не стационарны, но ряд делится на такие равные отрезки длительностью  $\tau$ , при котором каждому значению метеовеличины на одном отрезке найдется равное или близкое ему значение через  $\tau$  единиц времени в следующем отрезке:

$$t_1 \approx t_{\tau+1}; t_2 \approx t_{\tau+2}; t_3 \approx t_{\tau+3}; \dots t_{\tau} \approx t_{2\tau} \text{ и т.д.}$$

Графически серию непериодических вынужденных возмущений можно представить рисунком 6.7.

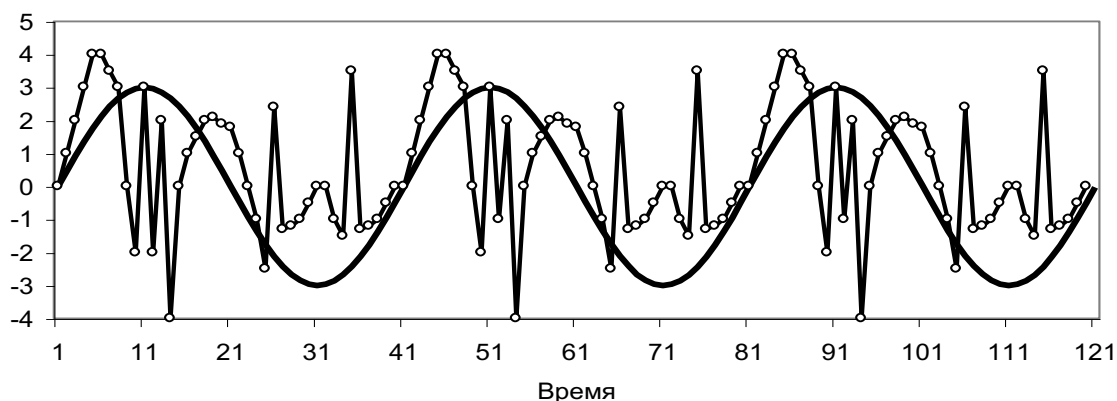


Рис.6.7. Серия непериодических возмущений под влиянием периодической функции.

На рис.6.7 схематично показано изменение вынуждающей периодической функции с периодом 40 условных единиц на шкале времени. За один период 40 единиц происходит серия из семи возмущений вынужденной функции. Все возмущения различной амплитуды и длительности. Между ними нет зависимости. Однако во втором периоде, в интервале с 41 по 70 единицу времени, вся череда возмущений повторяется в той же последовательности как в первом периоде. Аналогичные повторения показаны в третьем периоде.

Известно, что во взаимодействии элементов климатической системы колебательные процессы бывают вынуждающие и вынужденные. Вынуждающие задают ритмы для серий возмущений вынужденных. На практике вынуждающие силы всегда неизвестны достоверно. По данным метеорологических наблюдений мы имеем только серии вынужденных колебаний сложной формы. И по этим вынужденным колебаниям необходимо выделить период  $\tau$  скрытых вынуждающих ритмозадающих колебаний. Если  $\tau$  известно, тогда временной ряд температуры можно разбить на отрезки длительностью  $\tau$ , где  $\tau$  — период вынуждающих колебаний, как показано на рис.6.8.

|                                     |       |       |         |          |                                     |              |              |         |             |                        |         |
|-------------------------------------|-------|-------|---------|----------|-------------------------------------|--------------|--------------|---------|-------------|------------------------|---------|
| $t_1$                               | $t_2$ | $t_3$ | $\dots$ | $t_\tau$ | $t_{1+\tau}$                        | $t_{2+\tau}$ | $t_{3+\tau}$ | $\dots$ | $t_{2\tau}$ | $t_{1+2\tau}$          | $\dots$ |
| Первый отрезок длительностью $\tau$ |       |       |         |          | Второй отрезок длительностью $\tau$ |              |              |         |             | Третий отрезок $\dots$ |         |

Рис.6.8. Временной ряд и деление его на отрезки с периодом вынуждающих колебаний  $\tau$ .

То есть, при известном  $\tau$  ряд можно разбить на несколько отрезков так, что каждому члену ряда  $t_i$  найдется равный или близкий ему член  $t_{i+\tau}$ , где  $\tau$  – период вынуждающих колебаний. Серия значений  $t_1, t_2, \dots, t_n$  метеорологической величины (температуры) может быть любой сложности – периодической или непериодической с переменными фазой и амплитудой.

На практике наоборот, период  $\tau$  неизвестен, его приходится искать, перебирая все возможные значения, проверяя сходство возмущений в соседних отрезках временного ряда.

В общем случае, работа начинается с поиска периода  $\tau$  повторения серии непериодических возмущений метеорологических величин, которые являются следствием вынуждающих ритмов. Если найти период  $\tau$ , через который серия непериодических колебаний повторяется, то вся сложная и “псевдослучайная” суммарная картина колебаний становится прогнозируемой далеко вперед (на  $\tau$ , на  $2\tau$  и т.д.).

На основе общих положений метода, далее приведено изложение его технического воплощения.

Пусть имеется временной ряд  $t$  длительностью  $N$ , не содержащий тренда. Тренд (линейный) исключался заведомо, вычисленный по всему временному ряду. Для целей прогноза удобнее весь ряд  $t$  разбивать на  $n$  отрезков длительностью  $\tau$ , начиная от конца ряда. После такого разбиения, соответственные по номерам элементы этих отрезков суммируются и осредняются для получения осредненного эталона. Если номером 1 обозначить последний элемент ряда  $t$  и увеличивать номер в направлении к



началу ряда, то будут получены отрезки по следующим элементам ряда: от  $t_1$  до  $t_\tau$ , от  $t_{\tau+1}$  до  $t_{2\tau}$ , от  $t_{2\tau+1}$  до  $t_{3\tau}$  и так далее. По отрезкам составляется матрица  $t_{i,j}$ , в которой строками являются вышеупомянутые отрезки, а столбцами – соответственные элементы этих отрезков временного ряда.

Средние значения по  $n$  столбцам дают значения осредненного эталона длительностью  $\tau$ .

$$T_j(\tau) = (1/n) \sum_{I=1}^n t_{I,j}(\tau), \text{ где} \quad (6.1)$$

$I$  - принимает значения от 1 до  $n$ ;

$j$  - принимает значения от 1 до  $\tau$ ;

$n$  – число отрезков длительностью  $\tau$ ;

$\tau$  - длительность интервала, охватывающего совокупность возмущений;

Как правило, ритмы в атмосфере прослеживаются 2-3 раза и далее размываются, поэтому  $n$  не должно быть больше 3. Тогда членами осредненного эталона будут:

$$T_1=(t_1 + t_{\tau+1} + t_{2\tau+1})/3 ; T_2=(t_2 + t_{\tau+2} + t_{2\tau+2})/3; T_3=(t_3 + t_{\tau+3} + t_{2\tau+3})/3; T_4= \dots$$

Температура воздуха может быть подвержена влиянию различных факторов с различными ритмами. Набор влияющих ритмов в каждой точке и каждом месяце непостоянный, поэтому ритмы первоначально задаются все возможные списком длительностью от 4 до  $N/2$  лет. По каждому заданному периоду ритма вычисляются (по формуле 6.1) осредненные эталоны отрезков ряда метеовеличины  $t$ . Для простоты изложения далее методику будем описывать на примере трех периодов, хотя в каждом конкретном случае их число может быть разным и значительно больше. Три осредненных эталона обозначим  $T(\tau_1)$ ,  $T(\tau_2)$  и  $T(\tau_3)$ . Выбранные эталоны используются для построения модельных рядов  $T_k(\tau_1)$ ,  $T_k(\tau_2)$ , и  $T_k(\tau_3)$ , где  $k$ -перебирает даты (перебирает элементы временного ряда  $T_k$ ). Каждый модельный ряд составляется из периодического повторения эталона до достижения  $N$  членов

(до достижения длительности исходного ряда). Последнее значение модельного ряда должно совпадать с концом эталона:

$T_1(\tau_1), T_2(\tau_1), \dots, T_{\tau_1}(\tau_1), T_{\tau_1+1}(\tau_1), T_{\tau_1+2}(\tau_1) \dots$  и т.д. до конца временного интервала исходного ряда. Продление модельного ряда еще на один интервал  $\tau_1$ , дает прогностические значения первого модельного ряда. Аналогично строятся второй и третий модельные ряды из эталонов при  $\tau_2$  и  $\tau_3$ . Если эталонов больше, то по всем эталонам строятся модельные ряды чтобы не пропустить ни одной составляющей полезного прогностического сигнала. Пока все построенные модельные ряды являются экспериментальными, большая часть из них не соответствует реально существующим ритмам в атмосфере, такие ряды необходимо отсеять. Это ключевой момент методики.

Отсеивание необоснованных ритмов и их модельных рядов производилось на основе оценивания дисперсионным анализом вклада каждого испытуемого модельного ряда в общую дисперсию ряда. Полезным признавался тот модельный ряд, который объясняет большую долю общей дисперсии исходного ряда, чем содержится в остатках после вычитания этого модельного ряда. Остальные экспериментальные модельные ряды отсеивались. Оставшиеся наиболее значимые модельные ряды использовались далее в построении прогноза. Ритмы, на которых они построены, являются ритмической характеристикой состояния атмосферы в предпрогнозный период на заданной станции.

Все члены каждого модельного ряда от первого до  $N$  моделируют историю временного ряда, а  $N+1$  –й член модельного ряда является прогностическим значением для одной цикличности. Методом наименьших квадратов строится уравнение множественной регрессии исходного ряда наблюдений от всех полезных модельных рядов  $T'(\tau_1)$ ,  $T'(\tau_2)$  и  $T'(\tau_3)$ :

$$T'_k = aT'_k(\tau_1) + bT'_k(\tau_2) + cT'_k(\tau_3) + d, \quad (6.2)$$

Уравнение описывает текущие и предстоящие изменения значений временного ряда.

По уравнению (2) вычисляется ряд, который моделирует исходный ряд  $t$ . За прогностическое значение временного ряда  $T_k$  на дату  $k=N+1$  принимается значение  $T'_k$  при  $k=N+1$ . Если временной ряд имел дискретность значений 1 год, то прогноз при  $k=N+1$  будет с годовой заблаговременностью, при  $k=N+2$  прогноз будет с двухлетней заблаговременностью.

Рассмотрим искусственный пример. Построим ряд как результат суммирования синусоид с периодами  $\tau_1 = 8$ ,  $\tau_2 = 3.5$ ,  $\tau_3 = 2.5$ . Графически он показан на рис.6.9.

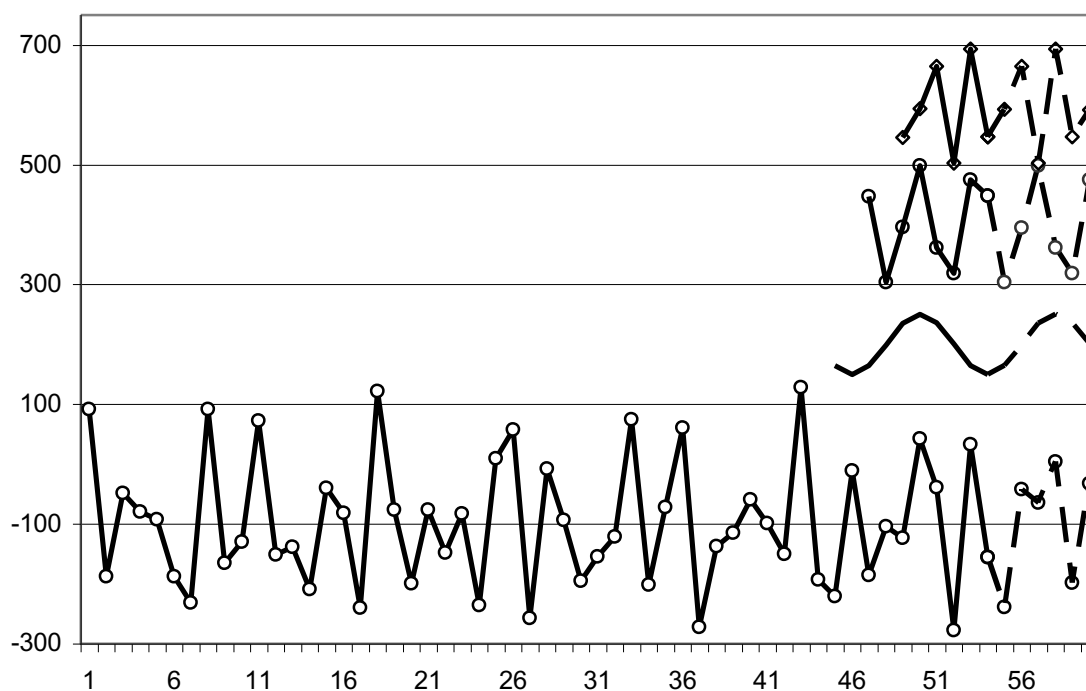


Рис.6.9. Пример выделения из временного ряда эталонов ритмов

Так как периоды заданы не целочисленными значениями, то выделенными периодами оказались  $\tau_1 = 8$ ,  $\tau_2 = 7$ ,  $\tau_3 = 5$ . Период 7 охватывает двойной период 3.5, а период 5 охватывает двойной период 2.5. Эти периоды полностью описывают все возмущения. Продление эталонов на несколько точек по временной шкале в будущее и суммирование их, с соответствующими

весовыми коэффициентами, дает прогностические значения. Мы получили наглядное доказательство, что  $\tau$  - это не период задающих колебаний, это период, охватывающий совокупность однотипных последовательных возмущений. Метод работает правильно и в этом случае.

Для оптимизации работы метода проведены численные эксперименты по подбору некоторых параметров. В качестве исходных данных для составления экспериментальных прогнозов брались многолетние ряды аномалий среднемесячных температур воздуха по 400 станциям России. Установлено, что исходный ряд, по которому выделяются ритмы, не должен превышать 18 лет. За пределами 18 лет заметно изменяются ритмические свойства температурных рядов и увеличение длительности ряда не способствует улучшению прогноза на следующий год. Нормы, которые используются для исключения годового хода, должны вычисляться так же за последние 18 лет. После вычитания годового хода по аномалиям температуры вычислялся линейный тренд и исключался из всех членов ряда аномалий. Полученный ряд без годового хода и без тренда далее являлся основой для прогноза.

По изложенному методу составлялись экспериментальные прогнозы среднемесячной температуры воздуха по станциям с заблаговременностью 12 месяцев и проводился анализ ошибок прогнозов. В результате численных экспериментов оказалось, что для прогноза месячных значений на год полезными оказываются прежде всего ритмы кратные 12 месяцам или близкие к ним: 23, 24, 25 месяцев; 35, 36, 37 месяцев; и т.д. до 9 лет. Некоторое улучшение дают ритмы длительностью от 4 месяцев до полутора лет. Ритмы, далекие от кратности 12 месяцев, не несут прогностического сигнала. Ритмы кратные 12 месяцам подтверждают гипотезу о сезонном квантовании закономерностей, изложенной в начале статьи, а ритмы, длительностью в несколько месяцев, дополнительно учитывают слабые

межсезонные связи, сохраняющиеся на второй год. Исходными данными для прогноза среднемесячной температуры являются только ряды температуры.

Оценка точности прогнозов с годовой заблаговременностью проводилась на основе сравнения ретроспективных прогнозов температуры воздуха с реальными данными за те же годы, полученными из наблюдений. Прогнозы составлялись по предлагаемому методу, который далее называется просто методическим. Заблаговременность прогноза была один год, оценки получены на прогнозах за 1996-2005 годы по независимым данным по 400 станциям России. На каждый год составлялись прогнозы среднемесячной температуры на станции, по ним вычислялись средние по сезонам и за год прогностические значения (зима: декабрь-февраль; весна: март-май; лето: июнь-август; осень: сентябрь-ноябрь; год: январь-декабрь).

*Оценки двухфазных прогнозов по методике руководящего документа[52]*

Двухфазным называется прогноз, который содержит только два возможных варианта ожидаемой температуры: аномалия выше нормы или аномалия ниже нормы. Оценки, основанные на вычислении аномалий, зависят от выбранного периода норм, так как нормы влияют на плотность распределения аномалий. В связи с потеплением климата возрастает число как фактических так и прогностических положительных аномалий от общепринятых норм 1961-1990г. Это приводит к искусственному завышению оправдываемости прогнозов, прогнозы от устаревших норм менее информативны. В условиях меняющегося климата правильнее в качестве норм выбирать средние значения за 30 последних лет. В настоящей работе экспериментальные прогнозы начаты с 1996 года, а нормы вычислялись за 1966-1995 годы.

Согласно [52] оценка оправдываемости знака аномалии производится по формуле:

$$\rho = (n_{\text{совп}} - n_{\text{несовп}})/N, \quad (6.3)$$

где  $n_{\text{совп}}$  – число случаев, для которых прогнозируемый знак аномалии совпал с ее фактическим знаком;  $n_{\text{несовп}}$  – число случаев, для которых прогнозируемый знак аномалии не совпал с ее фактическим знаком;  $N$  – общее число случаев, для которых составлялся прогноз.

Значения  $\rho$  часто называют качественным коэффициентом корреляции. Значения  $\rho > 0$  бывают, когда методический прогноз более успешный, чем случайный. При случайном прогнозе  $\rho$  близко к нулю.

Двухфазные прогнозы месячной, сезонной и среднегодовой температур были составлены по предлагаемому методу по 400 станциям России за 1996-2005 годы. Значения  $\rho$  вычислялись за 10 лет по каждой отдельной станции по прогнозам каждого месяца отдельно.

Для каждого месяца, сезона и года было получено 400 оценок  $\rho$ , и по ним вычислены средние значения и повторяемости  $\rho$  больше некоторого заданного предела (табл. 6.1 и 6.2).

Таблица 6.1

Повторяемость в % оценок  $\rho$  качества месячных прогнозов больше заданного предела

| Предел       | январь | февр | март | апр | май | июнь | июль | авг | сент | окт | нояб | декаб |
|--------------|--------|------|------|-----|-----|------|------|-----|------|-----|------|-------|
| $\rho > 0.2$ | 76     | 72   | 66   | 59  | 59  | 56   | 79   | 72  | 73   | 71  | 58   | 31    |
| $\rho > 0.3$ | 60     | 51   | 41   | 39  | 44  | 32   | 60   | 52  | 46   | 39  | 32   | 9     |
| $\rho > 0.4$ | 60     | 51   | 40   | 38  | 43  | 32   | 60   | 52  | 45   | 39  | 32   | 9     |
| $\rho > 0.5$ | 38     | 29   | 16   | 23  | 27  | 11   | 40   | 27  | 22   | 16  | 12   | 1     |

Из табл. 6.1 и 6.2 видно, что значения  $\rho$  встречаются преимущественно в интервале 0.2 – 0.5.

Таблица 6.2

Повторяемость в % оценок  $\rho$  качества сезонных и среднегодовых прогнозов больше заданного предела

| Предел       | зима | весна | лето | осень | Год |
|--------------|------|-------|------|-------|-----|
| $\rho > 0.2$ | 96   | 70    | 85   | 69    | 89  |
| $\rho > 0.3$ | 79   | 54    | 68   | 51    | 82  |
| $\rho > 0.4$ | 79   | 53    | 67   | 51    | 80  |
| $\rho > 0.5$ | 56   | 28    | 52   | 28    | 61  |

Для оценки статистической достоверности оценок, по совокупности значений  $\rho$  четырехсот станций вычислялось среднее значение  $\bar{\rho}$  и его среднеквадратическое отклонение  $\sigma_{\rho}$ . В табл. 6.3 показаны вычисленные оценки по месяцам, в табл. 6.4 – по сезонам и за год.

Таблица 6.3

Средний по станциям качественный коэффициент корреляции  $\bar{\rho}$   
прогностических и фактических среднемесячных значений температуры  
и его среднеквадратическое отклонение  $\sigma_{\rho}$

|                 | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII   |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| $\bar{\rho}$    | 0.36 | 0.29 | 0.22 | 0.21 | 0.19 | 0.12 | 0.41 | 0.28 | 0.26 | 0.24 | 0.15 | -0.01 |
| $\sigma_{\rho}$ | 0.32 | 0.32 | 0.27 | 0.35 | 0.48 | 0.35 | 0.35 | 0.34 | 0.29 | 0.27 | 0.32 | 0.24  |

Таблица 6.4

Средний по станциям качественный коэффициент корреляции  $\bar{\rho}$   
прогностических и фактических среднесезонных и среднегодовых значений  
температуры и их среднеквадратические отклонения  $\sigma_{\rho}$

|                 | Зима | Весна | Лето | Осень | Год  |
|-----------------|------|-------|------|-------|------|
| $\bar{\rho}$    | 0.52 | 0.29  | 0.47 | 0.28  | 0.54 |
| $\sigma_{\rho}$ | 0.25 | 0.31  | 0.36 | 0.34  | 0.31 |

Из табл. 6.3 видно, что значения  $\bar{\rho}$  больше нуля во все месяцы кроме декабря. Наилучшие оценки прогнозов наблюдаются в середине зимы (январь) и в середине лета (июль). От января к июню качество прогнозов постепенно ухудшается от  $\rho=0.36$  до  $\rho=0.12$ , в июле качество прогнозов высокое  $\rho=0.41$ , а далее к ноябрю качество прогнозов опять постепенно ухудшается до  $\rho=0.15$ . В декабре  $\bar{\rho}$  около нуля.

Из табл. 6.4 видно, что наилучшее качество прогнозов достигается в среднегодовых значениях ( $\bar{\rho}=0.54$ ), а из сезонных прогнозов наилучшими

являются зимние и летние ( $\bar{\rho}=0.52$  и  $\bar{\rho}=0.47$  соответственно), в переходные сезоны качество прогнозов ниже ( $\bar{\rho}=0.29$  весной и  $\bar{\rho}=0.28$  осенью).

В [3] приведена таблица пороговых значений  $\sigma_p$ , обеспечивающих 5% уровень значимости  $\bar{\rho}$  при заданном числе случаев N. Для N=100 случаев и среднеквадратическом отклонении  $\sigma_p=0.52$  значимым являются  $\bar{\rho} \geq 0.1$ . Для больших значений N, пороговых значений  $\sigma_p$  не приводится, однако ясно, что для N=400 допустимо большее, чем 0.52 значение  $\sigma_p$  и меньшее, чем 0.1 значение  $\bar{\rho}$ , при которых методический прогноз лучше случайного с вероятностью 95%.

В табл.6.3 во все месяцы  $\sigma_p$  меньше критического значения 0.52, а  $\bar{\rho} > 0.1$  во все месяцы кроме декабря. Это означает, что в среднем по всей территории России методические прогнозы лучше случайных прогнозов с достоверностью более 95% во все месяцы года кроме декабря.

Аналогично в табл.6.4, во все сезоны и за год в целом  $\sigma_p$  меньше критического значения 0.52, а  $\bar{\rho}$  в несколько раз больше 0.1. Это означает, что в среднем по всей территории России методические прогнозы сезонных и среднегодовых значений температуры лучше случайных с достоверностью более 95%.

Оценки  $\rho$  можно вычислить по большему числу случаев, если для формулы (3) вычислить  $n_{\text{совп}}$ ,  $n_{\text{несовп}}$  и N по полям прогнозов. Каждое поле - это 400 станций с прогнозом. По каждому месяцу и сезону таких полей 10 штук, так как прогнозы составлялись для 10 лет. В этом случае каждое значение  $\rho$  вычисляется 4000 прогнозам и сохраняется разделением по месяцам и сезонам. Полученные таким образом оценки  $\rho$  количественно совпадают с оценками  $\bar{\rho}$ , приведенными в табл.6.3 и 6.4 для месячных и сезонных прогнозов. Столь большое количество испытательных прогнозов позволяет утверждать, что оценки, приведенные в табл. 6.3 и 6.4, надежные.



Оценки показали неслучайность рассмотренных прогнозов по знаку аномалий и правомерность применения предложенного подхода.

*Комплексная оценка величины ошибки и знака аномалий прогноза.*

Для проверки качества прогнозов аномалий температуры воздуха с учетом ее знака и величины применяют способ, опубликованный в [21]. Согласно [21] качество прогноза принимается удовлетворительным, если его ошибка меньше, чем у климатологического прогноза. Прогноз может оказаться удовлетворительным только по знаку аномалий, удовлетворительным только по величине отклонения от фактического значения или удовлетворительным по двум из указанных показателей. В последнем случае качество прогноза принимается хорошим. Если ни одно из условий сравнения с климатологическим прогнозом не выполняется, то прогноз принимается плохим.

Оценка оправдываемости прогноза знака аномалии производится по формуле (6.3).

Значения  $\rho > 0$  означают [21], что прогноз знака оправдался более чем в 50 % случаев, если  $\rho < 0$ , то значит прогноз знака оправдался менее чем в 50 %. В настоящей работе применялся более строгий критерий, прогноз принимался оправдавшимся по знаку, если  $\rho > 0.2$ . Для оценки оправдываемости прогноза величины аномалии используется формула [21]:

$$Q = (1/N) \sum (\delta/\sigma)^2 \quad (6.4)$$

Здесь  $N$  - число прогнозов,  $\delta$  - ошибка прогноза для одного случая,  $\sigma$  - среднеквадратическое отклонение от нормы.

Значение  $Q > 1$  означает, что погрешность прогноза больше погрешности климатологического прогноза, при  $Q = 1$  – эти погрешности равны, а при  $Q < 1$  погрешность прогноза меньше погрешности климатологического прогноза.

Оценки  $\rho$  и  $Q$  позволяют оценить оправдываемость прогноза по знаку и величине аномалии:

- прогноз имеет хорошую оправдываемость по знаку и величине, если  $Q < 1$  и  $\rho > 0.2$ ;

- прогноз имеет удовлетворительную оправдываемость по знаку аномалии, если  $\rho > 0.2$ ;
- прогноз имеет удовлетворительную оправдываемость по величине аномалии, если  $Q < 1$ ;
- прогноз имеет плохую оправдываемость, если  $Q > 1$  и  $\rho < 0.2$ ;

Суть оценки «по величине» заключается в том, что удовлетворительными считаются прогнозы, среднеквадратическая ошибка которых меньше естественной изменчивости ряда. Т.е. удовлетворительный прогноз позволяет уменьшить неопределенность наших знаний о предстоящем значении метеорологической величины. Достаточно ли при этом точности прогноза для практических целей и удовлетворяют ли такие прогнозы задачам практики, решается отдельно для каждой задачи. Расчеты оценок качества прогнозов проводились по прогнозам описанным выше для 400 станций России. В данном случае оценивались пространственные различия качества как месячных так и сезонных прогнозов.

Значения  $\rho$  и  $Q$  вычислялись за 10 лет по каждой отдельной станции по прогнозам каждого месяца отдельно. Получено 400 оценок  $\rho$  и  $Q$  по каждому месяцу. На основе этих оценок по каждому месяцу было подсчитано количество станций в % с различным качеством прогнозов аномалий температуры в трех вариантах: а) совпадение по знаку и величине ( $Q < 1$  и  $\rho > 0.2$ ); б) совпадение по знаку ( $\rho > 0$ ); в) совпадение по величине ( $Q < 1$ ). Во всех вариантах за 100% принимается общее число станций, равное 400. Сумма оценок трех вариантов за месяц может превышать 100%, так как оценки по вариантам вычисляются независимо. Количество станций, на которых были «хорошие» и «удовлетворительные» прогнозы (по оценкам  $\rho$  и  $Q$ ), показано в табл. 6.5 и 6.6.

Таблица 6.5

Число станций (%) с «хорошими» и «удовлетворительными» прогнозами  
аномалии среднемесячной температуры воздуха

| Показатель соответствия | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | Среднее |
|-------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| а) По знаку и величине  | 55.7 | 45.3 | 28.8 | 11.4 | 19.6 | 22.5 | 29.8 | 22.8 | 34.2 | 25.3 | 31.0 | 5.7  | 27.7    |
| б) По знаку             | 76.3 | 72.5 | 66.8 | 59.5 | 58.9 | 55.7 | 80.1 | 72.5 | 73.7 | 71.2 | 57.9 | 30.7 | 64.6    |
| в) По величине          | 71.8 | 63.6 | 44.6 | 27.2 | 25.0 | 30.7 | 36.1 | 28.8 | 39.9 | 33.9 | 42.4 | 25.0 | 39.1    |

Таблица 6.6

Оправдываемость (%) прогнозов по знаку и величине аномалии  
среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха

| Показатель соответствия | Зима | Весна | Лето | Осень | Год   |
|-------------------------|------|-------|------|-------|-------|
| а) По знаку и величине  | 96.2 | 66.1  | 74.1 | 67.4  | 90.2  |
| б) По знаку             | 96.5 | 73.4  | 86.7 | 72.2  | 90.2  |
| в) По величине          | 98.7 | 90.5  | 86.1 | 84.5  | 100.0 |

Оценки, детализированные по месяцам (табл.6.5) показывают, что оправдываемость прогнозов месячной температуры всегда лучше по знаку, чем по величине. Метод прогноза обладает сглаживающими свойствами, при этом знак аномалии часто прогнозируется правильно, а величина аномалии занижена. Лучшее качество прогнозов наблюдается в январе - 76.3% станций с прогнозами удовлетворительными по знаку и 71.8% - по величине, а так же в июле – удовлетворительные прогнозы по знаку были на 81.1% станциях. Прогнозы удовлетворительные по знаку на более чем 70% станциях наблюдаются в январе - феврале и в июле - октябре. В другие месяцы – станций с удовлетворительными прогнозами было меньше.

По обобщенным по всем месяцам оценкам оказалось, что в среднем по России на 24.0% станциях прогнозы среднемесячной температуры были плохими ( $Q > 1$  и  $p < 0.2$ ), на 64.6% станциях оценки показали удовлетворительные прогнозы по знаку аномалий среднемесячных значений, на 39.1% станциях наблюдались удовлетворительные прогнозы по величине

аномалии, а на 27.7% станций оценки прогнозов были хорошими и по знаку и по величине.

Лучшие результаты дают оценки прогнозов среднесезонных и среднегодовых значений (табл.6.6). Такие прогнозы были удовлетворительными по знаку или по величине аномалии более чем на 70% станций. Лучшее качество прогнозов было зимой (свыше 90% станций с хорошими прогнозами) и летом (свыше 80% станций с хорошими прогнозами). Весной и осенью около 70% станций с удовлетворительными прогнозами по знаку и 84 - 90% станций с удовлетворительными прогнозами по величине. При прогнозе среднесезонных значений негативные сглаживающие свойства метода не проявляются, так как ряды фактических среднесезонных значений температуры более гладкие и, видимо, легче поддаются статистическому моделированию. Станций с хорошими сезонными прогнозами по знаку и величине зимой было около 96%, летом 74%, а весной и осенью около 66%. Среднегодовые значения прогнозируются хорошо на 90% станций (табл.6.6). Высокие значения обобщенных по России оценок оправдываемости сезонных и годовых прогнозов показывают, что метод в применении к сезонным прогнозам работает на значительной части территории России.

Пространственное распределение оценок  $r$  месячных прогнозов температуры для центральных месяцев сезонов показаны на рис. 6.10 -6.13.

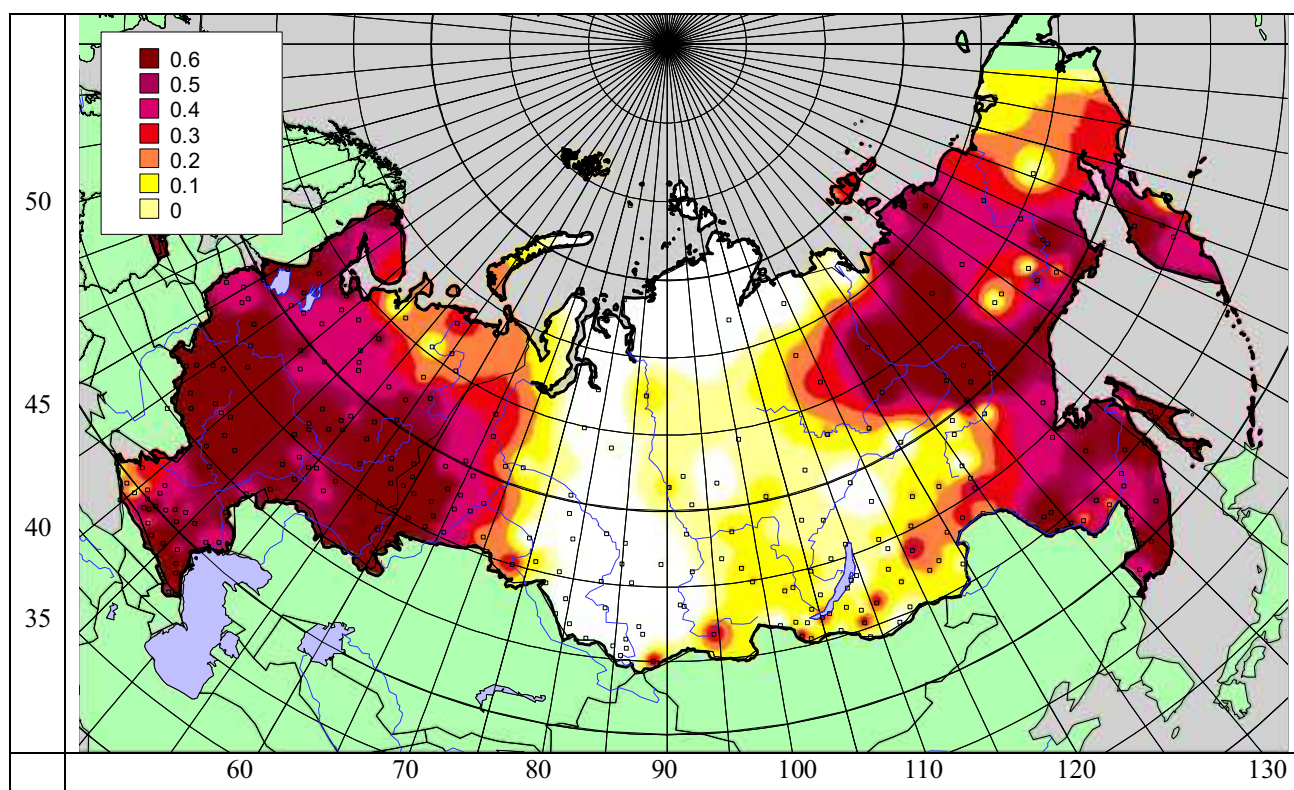


Рис 6.10. Оценки  $\rho$  качества испытательных прогнозов среднемесячной температуры за 1996-2005 годы. Январь

Из рис.6.10–6.13 видно, что в январе положительные значения  $\rho$  наблюдаются на территории от западной границы России до меридиана  $70^\circ\text{ВД}$  со значениями  $\rho$  преимущественно больше 0.3 и часто больше 0.6. В долготном интервале  $70\text{--}110^\circ\text{ВД}$   $\rho$  около нуля, а еще восточнее, в бассейне реки Лена и почти на всем Дальнем Востоке оценки качества прогнозов  $\rho=0.3\text{--}0.6$ .

В апреле (рис.6.11) наиболее успешные прогнозы  $\rho=0.3\text{--}0.6$  получились на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, за исключением северных районов в бассейнах рек Яна и Индигирка. Регионы с успешными прогнозами занимают примерно половину территории России.



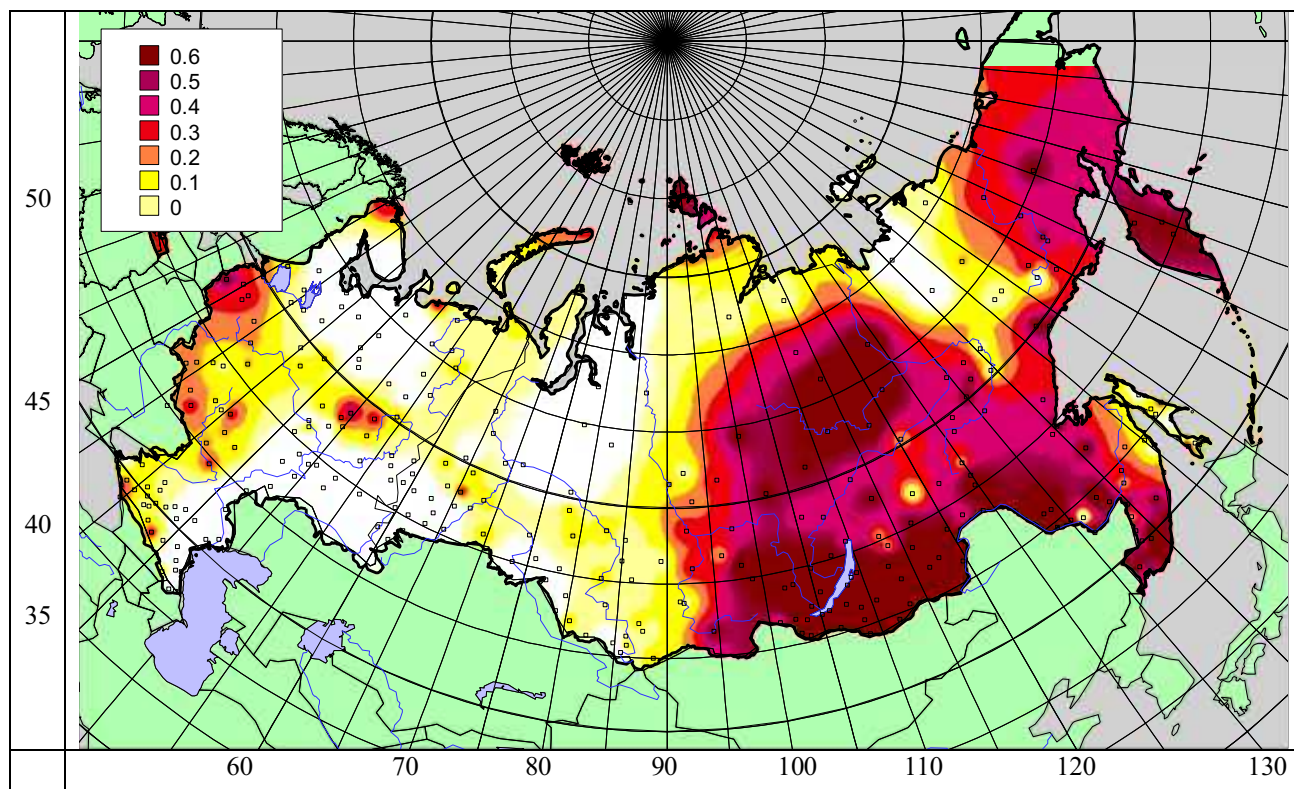


Рис. 6.11 Оценки  $r$  качества испытательных прогнозов среднемесячной температуры за 1996-2005. Апрель.

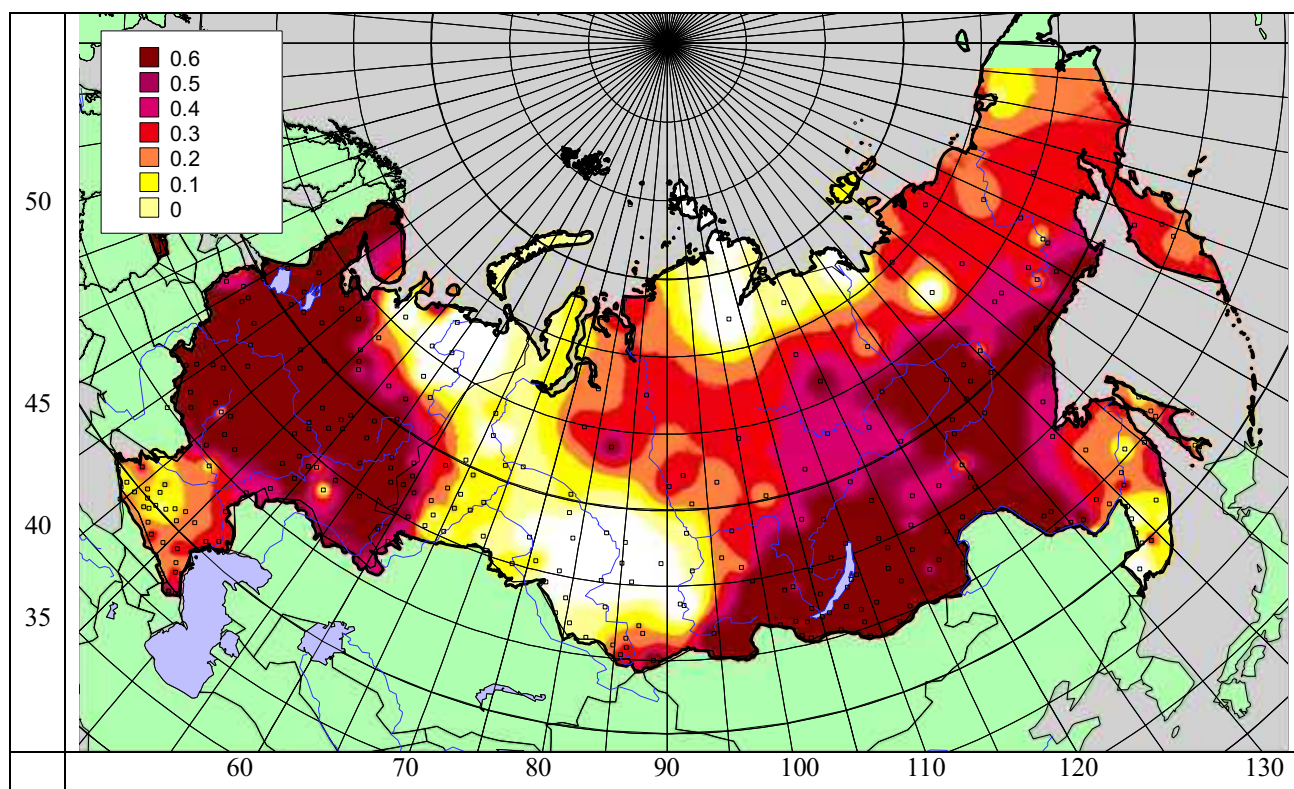


Рис. 6.12. Оценки  $r$  качества испытательных прогнозов среднемесячной температуры за 1996-2005. Июль

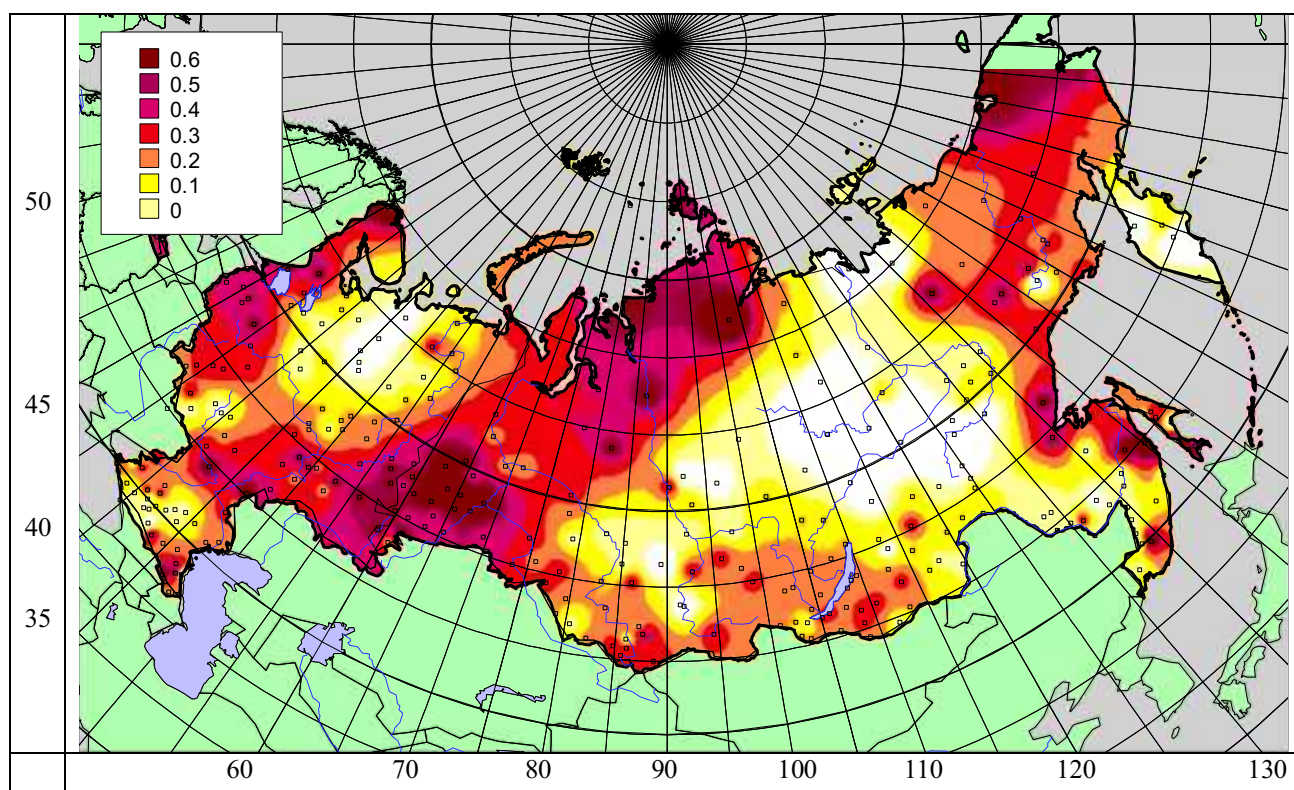


Рис. 6.13. Оценки  $r$  качества испытательных прогнозов среднемесячной температуры за 1996-2005 годы. Октябрь

В июле (рис.6.12) на Европейской части России качество прогнозов также оценивается преимущественно  $r=0.3-0.6$ , в бассейне реки Обь  $r \approx 0.3$ , а на Енисее и восточнее его, включая Дальний Восток,  $r=0.3-0.6$ .

В октябре успешные прогнозы получились на западе и в южной половине Европейской части России, на всей Западной Сибири и в северной части Восточной Сибири, в горных районах юга Сибири и на Дальнем Востоке, кроме Приамурья и Камчатки. Регионы с успешными прогнозами занимают примерно половину территории России.

По другим месяцам так же наблюдаются обширные области успешных прогнозов, однако местоположение их и площади различно. Это согласуется с данными табл.6.5. В декабре удачные прогнозы бывают редко. Пространственные и сезонные различия объясняются наличием или отсутствием благоприятных для прогноза циркуляционных условий в каждом районе каждого сезона.



Описанный метод долгосрочных метеорологических прогнозов и проведенные исследования оправдываемости прогнозов показывают, что на основе тщательно подобранных возмущающих ритмов на обширных территориях удастся прогнозировать аномалии среднемесячной температуры воздуха на территории России с 12 месячной заблаговременностью и с точностью, превышающей точность случайных прогнозов. Однако охватить всю территорию России неслучайными прогнозами месячной температуры не удастся.

Среднесезонные прогностические значения температуры вычислялись путем осреднения соответствующих прогностических месячных значений.

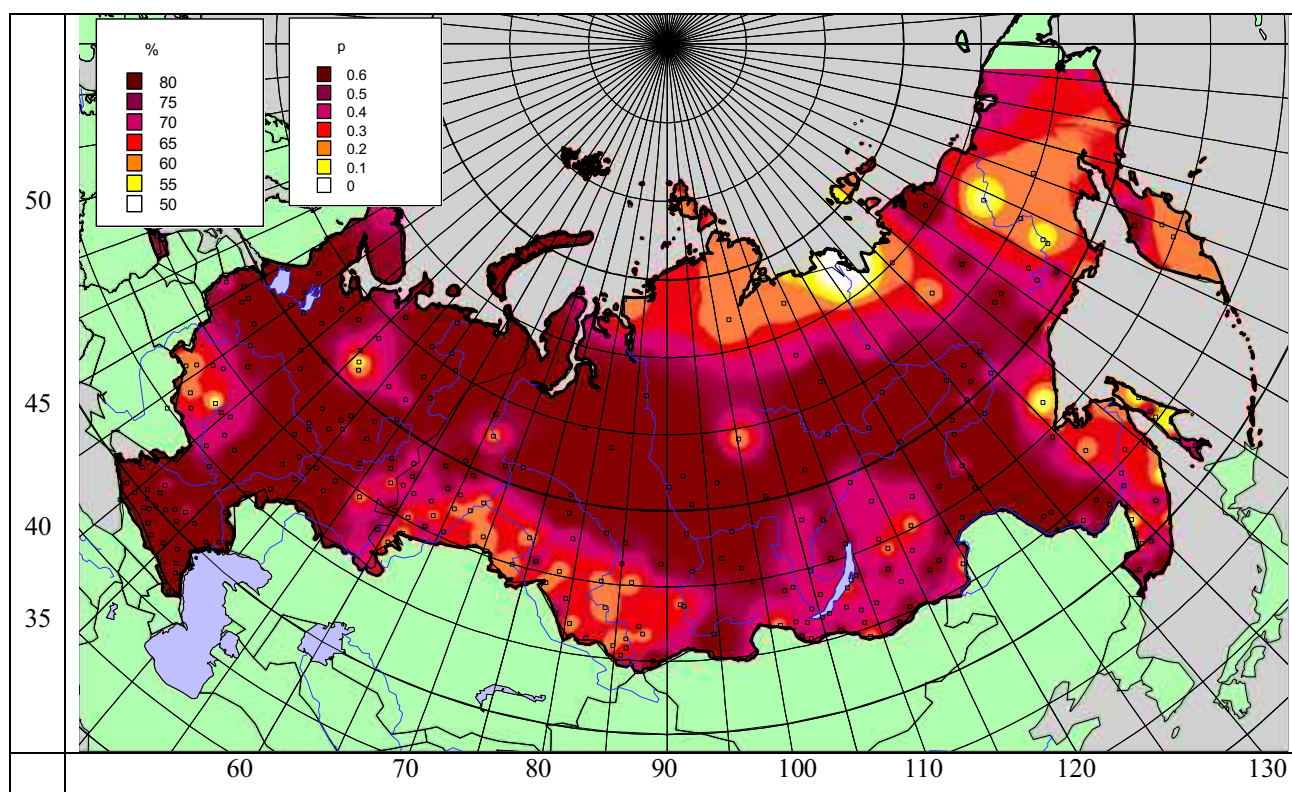


Рис.6.14. Оценки  $p$  качества испытательных прогнозов и оправдываемости знака аномалий (%) среднесезонной температуры за 1996-2005 годы. Зима

На рис.6.14-6.18 показаны оценки  $p$  качества прогноза среднесезонных и среднегодовых значений температуры, а вторая шкала показывает соответствующие значения оправдываемости знака аномалий для каждой градации  $p$ .



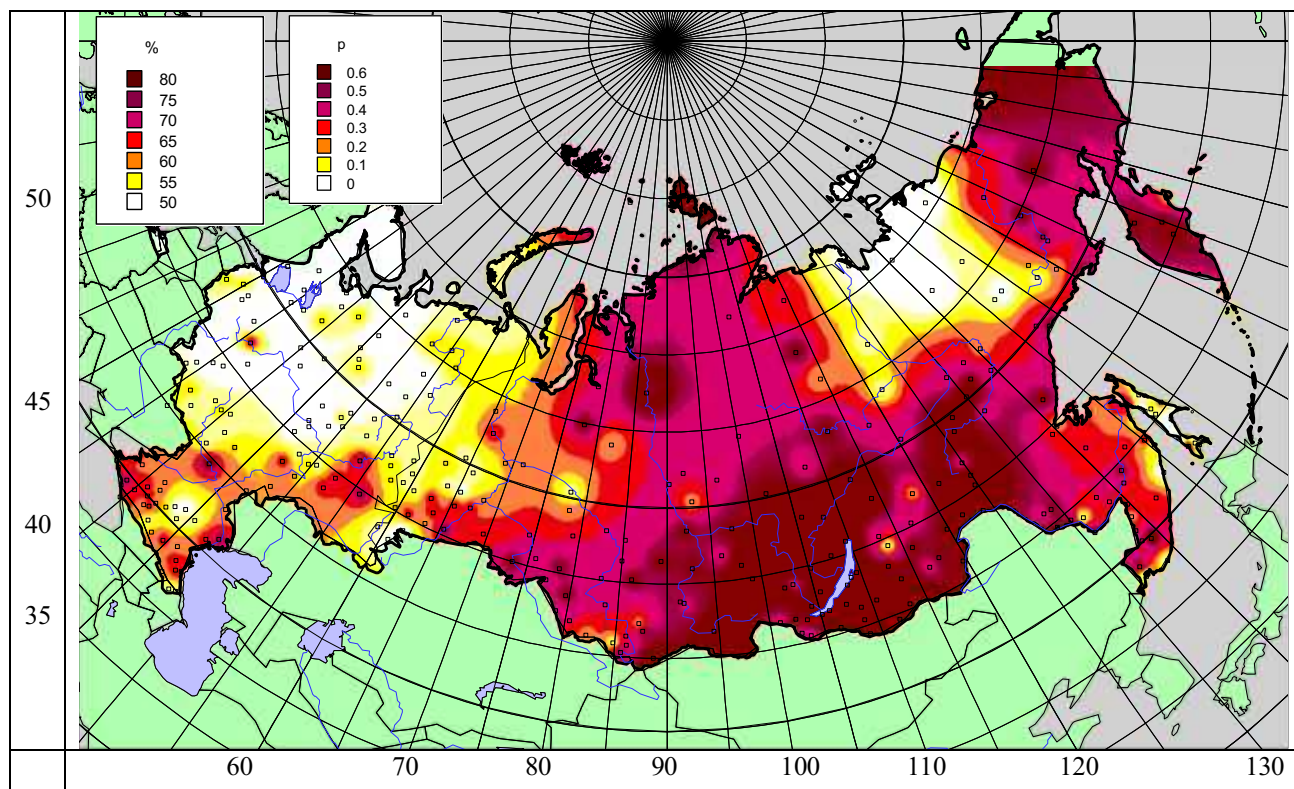


Рис.6.15. Оценки  $p$  качества испытательных прогнозов и оправдываемости знака аномалий (%) среднесезонной температуры за 1996-2005 годы. Весна

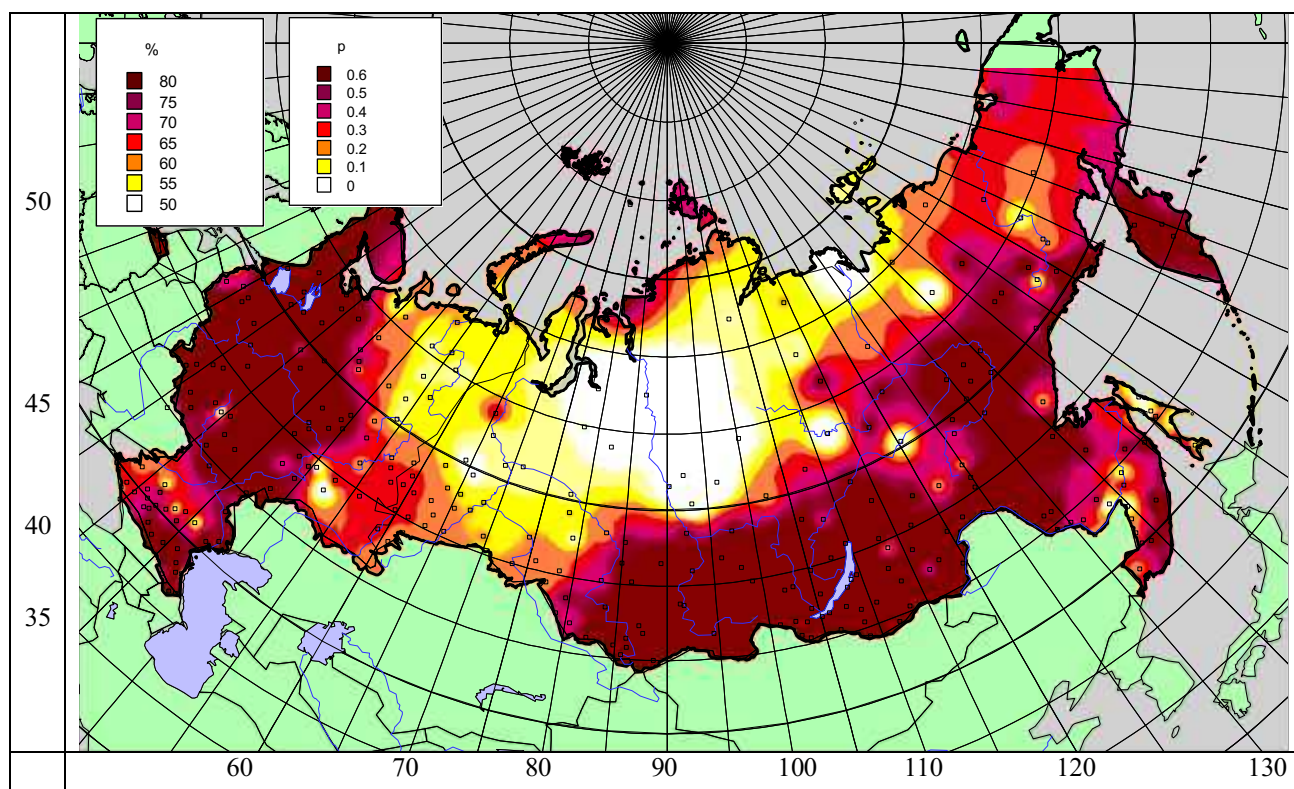


Рис.6.16. Оценки  $p$  качества испытательных прогнозов и оправдываемости знака аномалий (%) среднесезонной температуры за 1996-2005 годы. Лето



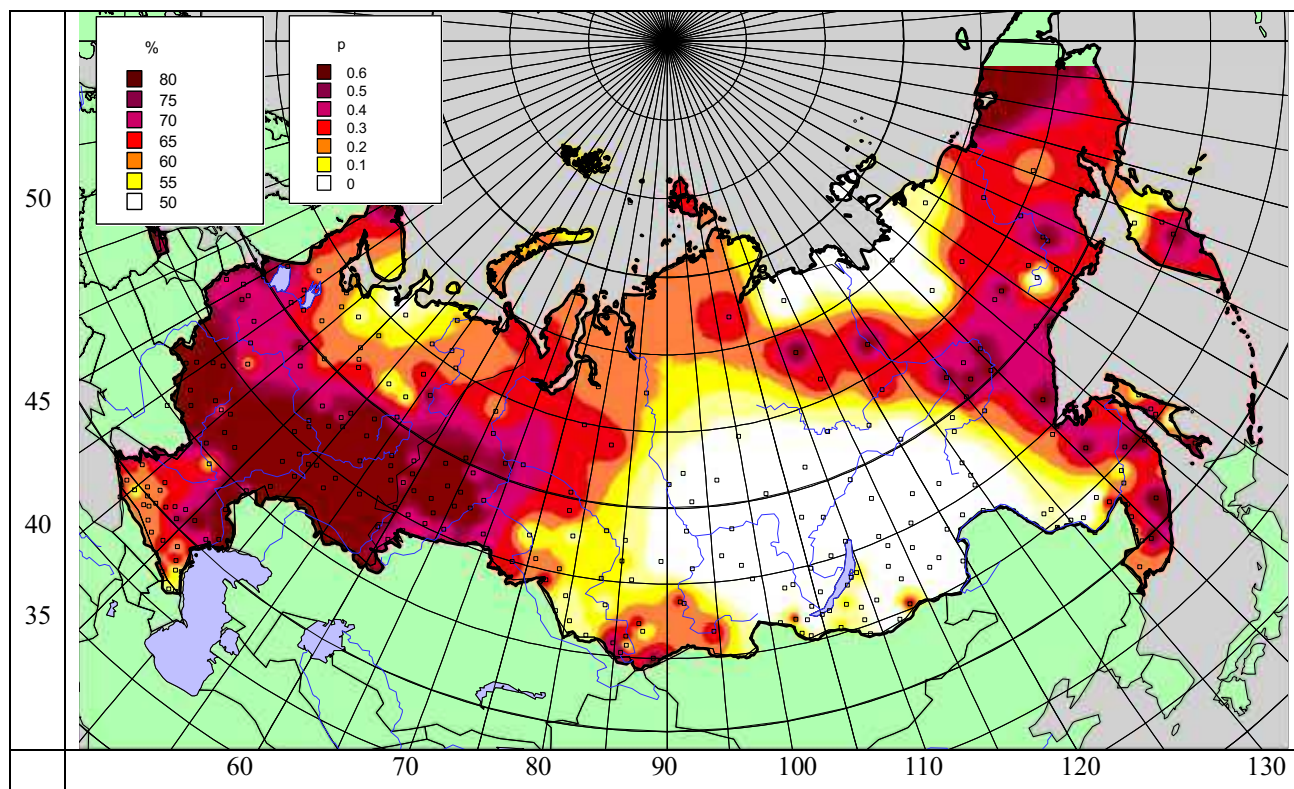


Рис.6.17. Оценки  $p$  качества испытательных прогнозов и оправдываемости знака аномалий (%) среднесезонной температуры за 1996-2005 годы. Осень

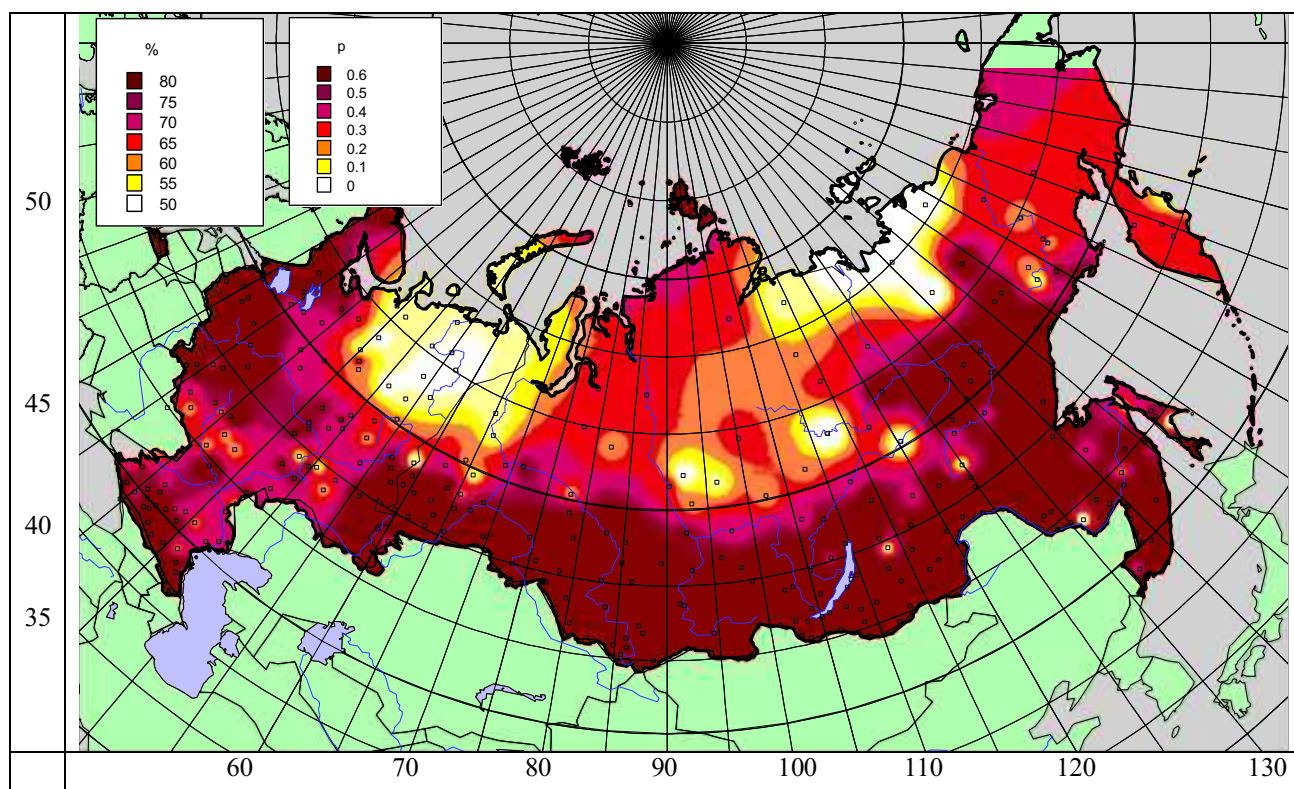


Рис.6.18. Оценки  $p$  качества испытательных прогнозов и оправдываемости знака аномалий (%) среднегодовой температуры за 1996-2005 годы.

Среднесезонные и среднегодовые значения удается прогнозировать с точностью, превышающей случайные прогнозы по знаку аномалии, и – превышающие климатологические прогнозы по величине, на большей части территории России. Наилучшие прогнозы получаются для зимних и среднегодовых значений. Во все сезоны регионы удачных или неудачных прогнозов определяются особенностями атмосферной циркуляции и наличием или отсутствием ритмов в каждом из регионов.

### *Сезонные особенности ритмов*

Каждый прогноз строится на основе ритмов выделенных для данной станции и месяца. Наборы ритмов складываются различные. В январе по станциям России преобладают ритмы 5, 13, 18 лет, в декабре 8, 11 и 18 лет, в другие месяцы выделяется, как правило, до 5-6 ритмов в интервале 3-18 лет. Анализ проводился с ритмами длительностью не более 19 лет.

18-летний ритм имеет наибольшую повторяемость в январе, июле-августе, в сентябре-октябре и в декабре. Он используется в прогнозе более чем в 70% случаев, иногда его сменяет такой же сильный ритм 17 или 19 лет. В тех случаях, когда нет 17-19 летнего ритма, появляется 16-летний ритм, в основном, это бывает в первой половине года.

10-11 летний ритм по всем проявлениям соответствует 10-11 летнему циклу солнечной активности. Ритм 10-11 лет прослеживается только в холодное полугодие. Это хорошо известный факт, описанный в литературе – солнечно-атмосферные связи более устойчивы в холодное полугодие. Усиление повторяемости 11 летнего ритма в марте-апреле согласуется с известным фактом о том, что в эти месяцы, а также в октябре-ноябре складываются благоприятные условия взаимодействия геомагнитного поля с межпланетным магнитным полем, при которых облегчается вторжение

солнечных корпускул в атмосферу Земли при усилении солнечной активности.

8-9 –летний ритм по устойчивости подобен 18 летнему циклу, иногда (в июне и в августе) 8-9-летний ритм заменяется 7-летним ритмом.

Четырехлетний ритм иногда переходит в 3-х или 5-ти летний ритм.

Общей особенностью ритмов является то, что внутри года они проявляются в возмущениях температуры, как правило, от 1 до 2-х месяцев и затем исчезают до следующего появления в одноименном сезоне через несколько лет.

Из перечисленных длительностей ритмов можно сделать поспешный вывод о том, что случайным образом выделяются любые ритмы в интервале 4-18 лет. На самом деле, погода каждого конкретного месяца описывается некоторым ограниченным согласованным ансамблем ритмов, длительность каждого из которых может немного варьировать в разные годы. Всегда ансамбль ритмов не сильно отличается от набора 4-6, 8, 11, 18 лет, происхождение которых предстоит изучать. Большое разнообразие ритмических волновых движений в атмосфере обусловлено влиянием сил различного происхождения.

Успешность прогнозов по описанной методике является подтверждением существования скрытых ритмов в атмосфере. Долгопериодные значения выделенных при этом ритмов дают возможность для построения прогнозов с заблаговременностью выходящей за рамки одного года. Далее будет показана возможность составления прогнозов в обобщенном виде с заблаговременностью до 20 лет, что является прогнозом изменения климата.

### **Выводы по главе 6**

1. Долгопериодные внешние воздействия на атмосферу могут приводить к отнотипным погодным изменениям внетропических широт только в одноименных сезонах, при одинаковых сезонных условиях

атмосферной циркуляции. Проявление внешнего циклического воздействия на внетропическую атмосферу возможно преимущественно на частотах кратных одному году.

2. Многолетние изменения температуры воздуха имеют особенность независимого по сезонам формирования ритмов
3. Среднесезонные и среднегодовые значения на основе экстраполяции ритмов удастся прогнозировать с точностью, превышающей случайные прогнозы по знаку аномалии, и превышающие климатологические прогнозы по величине, на большей части территории России. Наилучшие прогнозы получаются для зимних и среднегодовых значений.
4. Во все сезоны возможности метеорологических прогнозов в разных регионах определяются особенностями атмосферной циркуляции и наличием или отсутствием ритмов в каждом из регионов.

## **ГЛАВА 7. СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ОСНОВЕ РИТМОВ**

### **7.1. Построение статистической модели климата**

Наблюдаемое глобальное потепление климата сопровождается неоднозначной реакцией в разных регионах Земли. Глобальное потепление сопровождается изменением общей циркуляции атмосферы, что приводит к перераспределению тепла и влаги и к изменению пространственно-временных особенностей климата.

В связи с потеплением климата последнего столетия выполнено и опубликовано много работ, в которых по большим атмосферно-океаническим моделям оцениваются возможные предстоящие состояния климата через 50, 100 и более лет. Эти модели дают оценки температуры и других метеорологических характеристик будущего на каждый год, месяц и даже день по всему земному шару, но это не прогноз на каждый год – это оценки тех тенденций метеорологических величин и их вероятной межгодовой изменчивости, которые могут сформироваться при дальнейшем накоплении парниковых газов. По таким модельным данным можно оценивать только тренды и осредненные по некоторым пространственным и временным интервалам значения характеристик будущего климата.

Однако для человека межгодовые изменения и отклонения температуры от линии тренда в ближайшие 10-20 лет не менее важны, чем сам тренд в эти годы. Поэтому стоит задача получения более подробных оценок межгодовых изменений климата на одно-два ближайших десятилетия. В настоящей работе предложен подход для получения некоторых обобщенных прогностических оценок температуры воздуха погодично на период до 2025 года. Полноценный прогноз со столь большой заблаговременностью невозможен, но обобщенные оценки тенденций предстоящих естественных изменений климата могут быть получены на основе статистических методов анализа накопленных данных.

Авторский метод, предложенный ранее для прогноза месячных значений температуры воздуха с годовой заблаговременностью, был доработан в части выбора прогностических ритмов. Предварительно проводился анализ существующих ритмов в атмосфере за последние 50-70 лет. Выявлено, что основанием для построения сверхдолгосрочных прогностических оценок является наличие в атмосфере ритмов около 6, 8, 12, 16, 17-18 и 35-37 лет. Задача прогноза климата сводится к прогнозу совокупности многолетних ритмов. Физическое обоснование и математическая сторона выбора ритмов и вычисления прогностических значений описаны в главе 6.

Проводились экспериментальные сверхдолгосрочные «прогнозы климата» с заблаговременностью до 20 лет. Здесь словами «прогноз климата» названы для краткости и далее будут называться прогностические оценки состояния климата, которые имеют прогностический смысл только при некоторых обобщениях по времени или по пространству.

На основе проведенных численных экспериментов установлено, что ритмы короче 6 лет не сохраняются 20 лет в неизменном виде, поэтому для поставленной задачи далее использовались только длительные ритмы (6 и более лет). Верхний предел длительности ритма 18 лет был определен экспериментально. Для его выделения необходимо не менее 36 лет фактических данных перед годом прогноза (метод выделения ритмов описан в разделе 6.3). Привлечение более длительных рядов оказалось не эффективным. За пределами интервала 30-35 лет происходит существенное изменение структуры климата и его ритмических закономерностей, это не позволяет расширять временной интервал поиска прогностических ритмов и выявлять ритмы с длительностью более 18 лет.

Для оценки точности прогноза климата проводились численные эксперименты. В работе использовались среднемесячные значения температуры воздуха по 8000 станциям Северного полушария Земли. Распределение метеорологических станций на Земле и в архивах ВНИИГМИ-

МЦД очень неравномерно по странам и континентам. Особой густотой отличаются США. По территории России использовались данные всех работающих станций в количестве около 1600 штук с рядами разной длительности, поэтому Европейская и южная зона Азиатской части России также представлены с достаточной густотой. Чтобы немного уменьшить преобладание станций в небольших регионах и получить более равномерное пространственное освещение метеорологической информацией, исходные данные со станций переводились в узлы географической сетки  $2 \times 2$  градуса. Данные всех станций в каждом таком квадрате осреднялись с весами обратно пропорциональными расстоянию до узла. Из всех узлов для работы взяты только те, в которых данные о температуре воздуха имеются с 1938 года или ранее. Таких узлов оказалось 1167 штук. На рис.7.1 показана карта их распределения. Из рис.7.1 видно, что средние широты представлены хорошо.

В высоких широтах наблюдений проводится меньше, а в низких широтах большая разреженность узлов с данными связана с отсутствием там длительных рядов наблюдений.

По данным в узлах сетки составлялись экспериментальные прогнозы среднемесячной температуры воздуха на 20 лет, следующих после некоторого заданного года с номером  $N$ . В прогностических расчетах использовались ряды данных, ограниченных годом с номером  $N$  включительно. Далее будем называть его предпрогнозным годом. Фактические данные за последующие годы с номерами от  $N+1$  до  $N+20$  использовались для сравнения с прогностическими значениями за те же от  $N+1$  до  $N+20$  годы (оценки прогнозов на независимом материале).



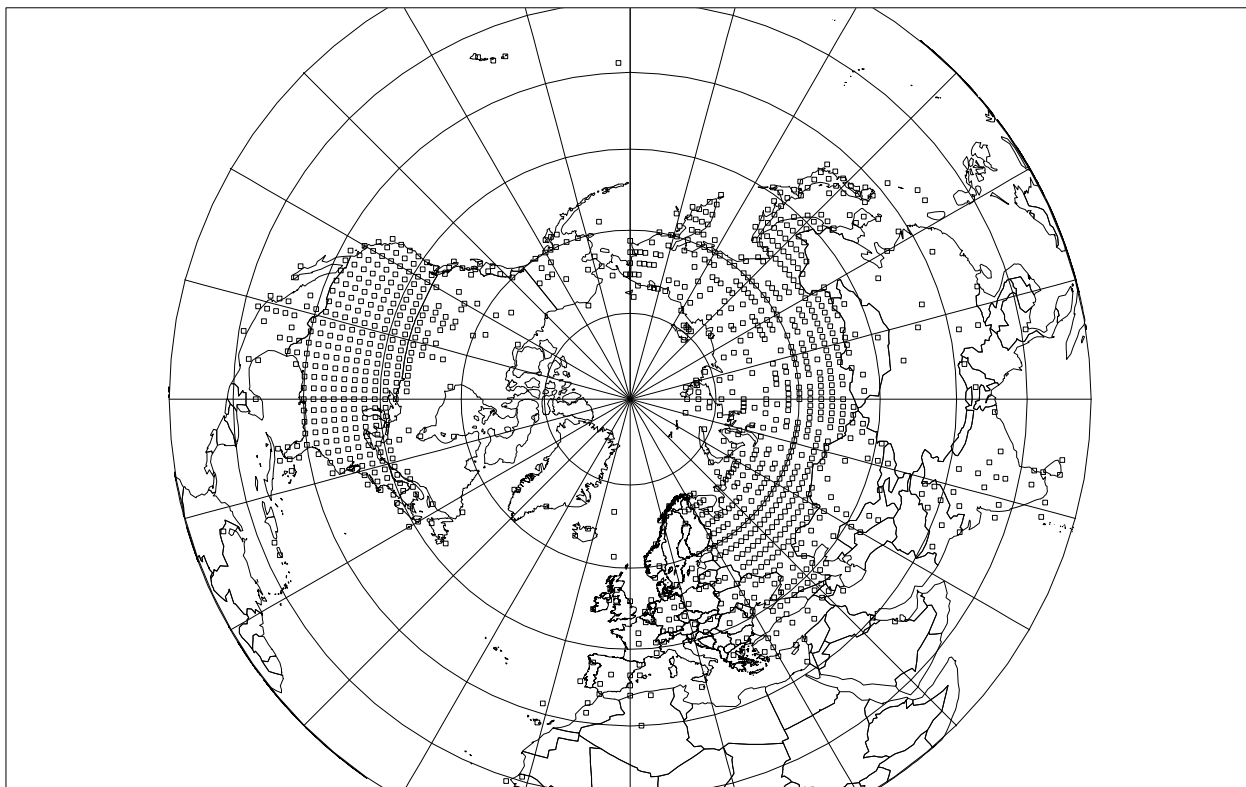


Рис.7.1.Узлы, по которым вычислены оценки ошибок статистической модели климата

В каждом узле прогнозы составлялись по 10 раз и каждый раз при новом заданном номере предпрогнозного года для накопления статистики оценок прогнозов при различной заблаговременности. В каждом следующем

экспериментальном прогнозе номер предпрогнозного года увеличивался на единицу. Таким образом, по каждому узлу сетки было составлено по десять прогнозов на 20 лет. В первом случае последним предпрогнозным годом назначался 1975 год и прогнозы вычислялись на 1976-1995 годы, при этом заблаговременность прогнозов составляла от 1 до 20 лет. При составлении этих прогнозов использовались данные только по 1975 год включительно. Далее предпрогнозным годом назначался 1976 год и прогнозы вычислялись на 1977-1996 годы по данным до 1976 года. И в этом случае заблаговременность новых прогнозов составляла от 1 до 20 лет. И так далее. В последнем случае последним предпрогнозным годом назначался 1985 год, а прогнозы вычислялись на 1986-2005 годы. Каждый раз по прогностическим среднемесячным значениям вычислялись прогностические среднегодовые значения температуры в узлах. Таким образом получено 10 прогностических

полей с заблаговременностью 1 год, столько же прогностических полей получено с заблаговременностью 2 года и т.д. до 20 лет. В результате, в каждом узле накоплено по 10 прогностических оценок для каждой заданной заблаговременности прогноза. Для каждого узла на соответствующий год подобраны для сравнения фактические значения температуры из данных наблюдений. Ошибки прогнозов вычислялись как средняя и среднеквадратическая разность между прогнозом и фактическим значением температуры отдельно для каждой заданной заблаговременности, но обобщенные для всего Северного полушария. Эксперименты проводились по всем отобраным узлам (в количестве 1167), средние и среднеквадратические ошибки прогнозов получены по каждому прогностическому полю путем осреднения по всем узлам и по всем десяти вариантам прогнозов одной заблаговременности. Таким образом, каждая оценка ошибки прогнозов получена была более чем по 10000 случаям и является надежной. По всему полушарию получено двадцать обобщенных оценок качества прогнозов соответствующей заблаговременности.

На рис.7.2 показаны средние и среднеквадратические ошибки прогнозов климата Северного полушария при заблаговременности от 1 до 20 лет. Оценки показали быстрое увеличение средней ошибки  $M$  (рис.7.2) при увеличении заблаговременности прогноза. Усиливающийся систематический сдвиг является следствием несоответствия прогнозируемого тренда и фактических долгопериодных изменений (с периодами более 18 лет) климата. Метод прогноза на основе ритмов состоит из продолжения тренда на будущее и повторения набора выявленных ритмических составляющих в изменениях климата с вычисленными весами. Видимо простое продление тренда на 20 лет вперед дает плохие результаты и портит весь прогноз.

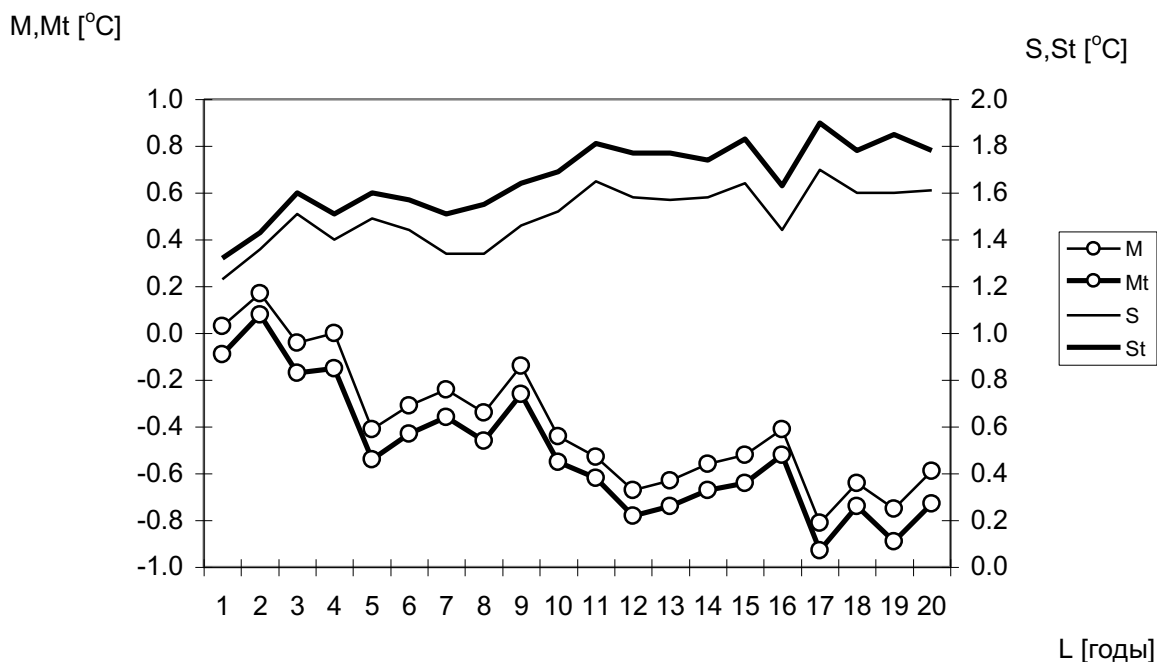


Рис.7.2. Ошибка прогноза среднегодовых значений температуры при различной заблаговременности. Оценки по скользящим десятилетиям. Модель ритмов с трендами и без трендов. (L- заблаговременность прогноза [годы], Mt и St – средняя и среднеквадратическая ошибка модели с трендами; M и S – средняя и среднеквадратическая ошибка модели без трендов)

Лучшие результаты получились в новом эксперименте, в котором из модели ритмов был исключен прогноз линейного тренда. Прогнозы составлялись по методу ритмов без предварительного выделения тренда в исходных данных и без прогноза трендовой составляющей. Заблаговременность прогноза так же была от 1 до 20 лет. Новые оценки прогнозов изменения климата показаны на том же рис.7.2. При всех вариантах заблаговременности прогнозов лучшие результаты по средним и среднеквадратическим ошибкам показывает метод ритмов без предварительного выделения трендов (далее «без трендов»).

Но и в этом методе (без трендов) средние и среднеквадратические ошибки медленно возрастают с увеличением заблаговременности прогнозов. Они всегда меньше чем в методе с трендами, но так же нарастают с увеличением заблаговременности. Средние ошибки в модели без трендов

составляют от  $+0.1$  до  $-0.8^{\circ}\text{C}$  и обусловлены преимущественно отрицательным систематическим сдвигом прогноза, который означает, что модель занижает потепление климата. Отсутствие тренда в модели прогноза является тому причиной, хотя простые методы экстраполяции тренда на 20 лет, как было показано ранее, дают еще менее точные прогнозы.

Более полную интегральную ошибку показывает среднеквадратическая оценка различий прогностических и фактических значений. Из рис.7.2 видно, что среднеквадратическая ошибка в модели без трендов составляет от  $1.2^{\circ}\text{C}$  при малой заблаговременности и до  $1.7^{\circ}\text{C}$  при заблаговременности прогноза климата более 10 лет.

Значимость величины ошибки становится понятной при сравнении среднеквадратической ошибки с изменчивостью исходного ряда. Дисперсия каждого ряда среднегодовой температуры воздуха в узлах географической сетки вычислена за 1961-1990 годы, а обобщение по всем узлам выполнено путем осреднения всех дисперсий. Среднеквадратическое отклонение, полученное из обобщенной дисперсии среднегодовых значений температуры, составило  $2.0^{\circ}\text{C}$ . Аналогично получены обобщенные среднеквадратические отклонения температуры по каждому отдельному месяцу на основе рядов за 1961-1990 годы, составленных из погодичных значений по одноименным месяцам. Они приведены в табл. 7.1 и будут использованы в последующих оценках.

Таблица 7.1

Среднеквадратические отклонения  $S$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха за 1961-1990 годы, обобщенные по узлам географической сетки над сушей Северного полушария Земли

| Месяцы | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | За год |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------|
| S      | 3.2 | 3.0 | 2.5 | 1.9 | 1.5 | 1.4 | 1.3 | 1.3  | 1.3 | 1.8 | 2.4 | 2.9 | 2.0    |

Из рис.7.2 и табл. 7.1 видно, что при заблаговременности прогноза климата до 20 лет обобщенная среднеквадратическая ошибка ( $1.2 - 1.7^{\circ}\text{C}$ )

меньше обобщенного среднеквадратического отклонения. Это является доказательством неслучайности прогноза климата по методу ритмов.

Таким образом, анализ ошибок прогнозов показывает, что использованный метод описывает основные черты регионального климата с заблаговременностью до 20 лет.

Традиционно прогноз климата выполняется по атмосферно-океаническим глобальным моделям климата, хотя известны их недостатки, ставящие под сомнение некоторые результаты, полученные на их основе. Но при отсутствии альтернативы модели широко используются для стратегических оценок изменений климата. В следующем разделе проводится сравнение точности прогнозов климата по глобальным моделям климата и по статистической модели ритмов, описанной в настоящей работе.

## **7.2. Сравнение ошибок статистической модели климата с ошибками обобщенной атмосферно-океанической модели**

В главе 5 приведены обобщенные оценки точности атмосферно-океанических моделей климата по станциям Земли. Сравним их с оценками точности прогнозов климата по методу ритмов. Оценки точности атмосферно-океанических моделей климата ранее (глава 5) были получены осреднением за 1990-2005 годы отдельно по каждому месяцу и в целом за год. Для сопоставления с ними новые оценки ошибок прогнозов по статистической модели ритмов так же были получены по средним значениям за 1990-2005гг. отдельно по каждому месяцу и в целом за год.

Прогнозы по статистической модели ритмов строились по данным до 1989 на 1990-2005гг, заблаговременность прогнозов составляла от 1 до 16 лет. В узлах сетки по прогностическим и по фактическим данным отдельно были получены средние за 1990-2005гг. значения прогностической и фактической температуры. В каждом узле были вычислены разности между модельными и фактическими шестнадцатилетними средними значениями температуры воздуха по месяцам и по среднегодовым значениям. На основе полученных разностей по всем узлам далее были вычислены средние и

среднеквадратические ошибки модели ритмов (MR) обобщенные по всем узлам Северного полушария Земли. Полученные оценки показаны в табл. 7.2-7.3. в сравнении с наилучшими результатами главы 5 (модель SUM) глобальных атмосферно-океанических моделей климата Земли за тот же период.

Таблица 7.2.

Среднеквадратические ошибки модельных значений средней температуры воздуха за 1990-2005 годы.

|                                 | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | За год |
|---------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------|
| Модель климата SUM              | 3.5 | 3.3 | 3.1 | 3.1 | 3.0 | 2.8 | 2.7 | 2.6  | 2.5 | 2.5 | 2.9 | 3.2 | 2.4    |
| Статистическая модель ритмов MR | 2.0 | 2.3 | 1.5 | 1.4 | 1.3 | 1.1 | 1.2 | 1.2  | 1.0 | 1.3 | 1.2 | 1.2 | 1.2    |
| S                               | 3.2 | 3.0 | 2.5 | 1.9 | 1.5 | 1.4 | 1.3 | 1.3  | 1.3 | 1.8 | 2.4 | 2.9 | 2.0    |

S- осредненное по всем станциям фактическое среднеквадратическое отклонение температуры.

Таблица 7.3

Средние ошибки модельных значений средней температуры воздуха за 1990-2005 годы

| Месяцы                          | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | За год |
|---------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| Модель климата SUM              | -1.0 | -2.0 | -1.8 | -1.9 | -1.5 | -0.8 | -0.1 | 0.4  | 0.3  | -0.1 | 0.2  | -0.1 | -0.1   |
| Статистическая модель ритмов MR | -1.6 | -1.9 | -1.1 | -0.8 | -0.8 | -0.6 | -0.7 | -0.8 | -0.6 | -0.7 | -0.5 | -0.5 | -0.5   |

Таблица 7.4

Ошибки прогноза многолетних среднесезонных температур по модели ритмов. Осреднение за 1990-2005 годы

|                             | Зима | Весна | Лето | Осень | Год  |
|-----------------------------|------|-------|------|-------|------|
| Средние ошибки              | -1.2 | -1.1  | -0.7 | -0.6  | -0.5 |
| Среднеквадратические ошибки | 1.6  | 1.4   | 1.1  | 1.0   | 1.2  |

Модель ритмов, как уже было показано, не достаточно точно прогнозирует тренд, поэтому средние ошибки ее показывают систематический сдвиг по всем станциям (табл.7.4), но, тем не менее, эта модель дает лучшие оценки среднеквадратических ошибок модельных средних за 1900-2005 годы. Последнее означает, что на интервале 16 лет модель ритмов описывает пространственные особенности изменений климата лучше, чем это делают глобальные атмосферно-океанические модели. Ошибки модели ритмов по всем месяцам и за год меньше естественной изменчивости (меньше соответствующих фактических среднеквадратических отклонений по месяцам и за год). А это означает, что модель не случайно описывает предстоящие изменения климата и согласуется с ранее полученными оценками. Ее недостатком остается плохое описание трендовой составляющей.

Далее описаны результаты построения и испытания новой модели климата, сочетающей преимущества статистической модели ритмов и глобальных полных моделей климата.

## **7.2. Модель климата на основе совмещения атмосферно-океанической модели климата и статистической модели ритмов**

В разделе 7.1 представлены оценки точности прогноза среднегодовой температуры воздуха с заблаговременностью до 20 лет. В описанном там варианте метода прогнозов на основе ритмов не удалось подобрать способ прогноза тренда и показано, что отсутствие в модели прогноза трендовой составляющей занижает прогностические значения.

Широко применяемые для прогностических оценок большие атмосферно-океанические модели имеют другие недостатки, они не описывают изменения климата на каждый конкретный год и дают только

набор возможных значений межгодовых изменений температуры не привязанных к конкретным годам. В результате при оценках точности прогнозов погодичных значений температуры возникают большие среднеквадратические ошибки. Полные гидродинамические модели климата описывают тенденции изменения температуры на несколько предстоящих десятилетий и даже столетий, но не дают правильного прогноза вариаций климата относительно общей тенденции. Кроме того, эти глобальные модели плохо описывают даже нормы региональных значений температуры, часто модельные нормы имеют сдвиги, как результат недостаточно точного учета региональных особенностей климата.

Получается, что статистическая модель ритмов и обобщенная гидродинамическая глобальная модель климата имеют каждая не только свои недостатки, но и свои преимущества. Так как гидродинамическая модель лучше описывает тенденции долговременных изменений, чем статистическая модель ритмов, а модель ритмов лучше описывает погодичный климат, то целесообразно построить новую модель климата на основе статистической модели ритмов, в которой долговременные тенденции будут определяться по объединенной модели SUM (см. главу 5).

Для проверки такого подхода был доработан метод прогноза изменения климата на основе ритмов с заблаговременностью до 20 лет. Доработки заключались в привлечении обобщенной модели SUM (обобщенная модель на основе HadCM3, ECHAM4 и CGCM2) для вычисления трендов температуры в каждом узле.

В новом варианте короткопериодные изменения температуры прогнозировались так, как описано в разделе 7.1., но трендовая составляющая определялась в каждом узле по данным модели SUM. При этом во время привязки трендовой составляющей к ритмическим составляющим автоматически устранялся систематический сдвиг норм, который часто содержится в данных глобальных моделей [86,87]. В результате такой комбинации средние ошибки прогнозов уменьшились,



систематический сдвиг стал не более  $0.2^{\circ}\text{C}$  (рис.7.3). А среднеквадратическая ошибка прогнозов с заблаговременностью до 5 лет составила около  $0.9^{\circ}\text{C}$ , с увеличением заблаговременности ошибка прогноза возрастает и при двадцатилетней заблаговременности составила около  $1.1^{\circ}\text{C}$ .

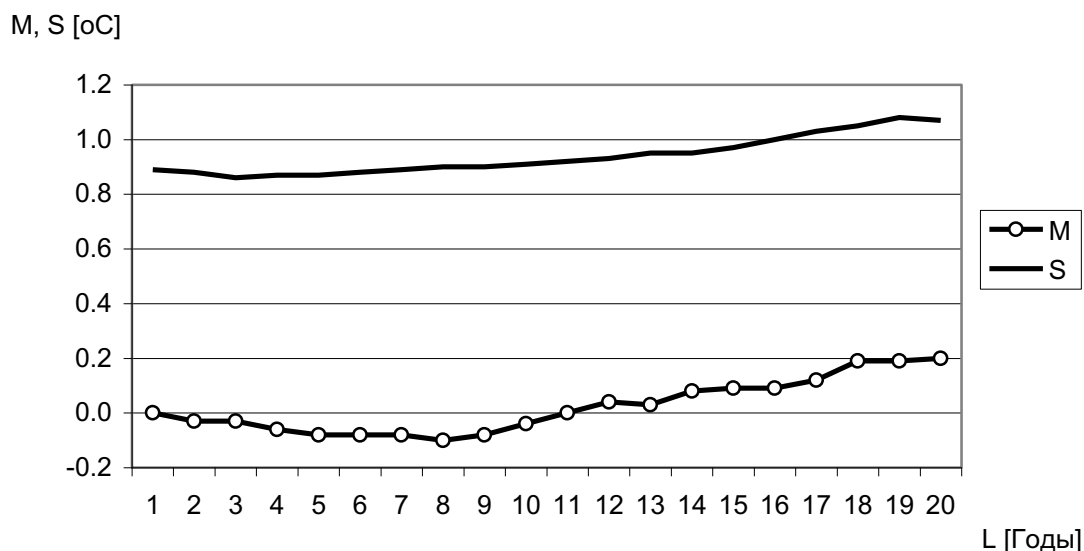


Рис.7.3. Ошибка прогноза среднегодового значения температуры при различной заблаговременности прогнозов. Оценки по скользящим десятилетиям по Северному полушарию. Модель ритмов с трендами SUM. (L- заблаговременность прогноза, M– средняя ошибка, S– среднеквадратическая ошибка)

Построенная таким образом совмещенная модель климата на интервале с заблаговременностью прогноза до 20 лет оказалась лучше всех рассмотренных гидродинамических моделей климата и исходной статистической модели климата на основе ритмов. Поэтому, в тех случаях, когда для практических задач достаточно прогноза климата на предстоящие 20 лет, целесообразно пользоваться предложенной совмещенной моделью. Но в тех случаях, когда необходим прогноз климата на более длительные сроки, нет альтернативы глобальным гидродинамическим моделям.

### **7.3. Оценки ошибок прогноза погодичных изменений климата Северного полушария с заблаговременностью до 20 лет на основе совмещения статистической модели ритмов и атмосферно-океанической модели климата**

Приведенные в разделе 7.2 оценки точности прогнозов климата по модели ритмов с трендами SUM показали наилучшую точность из всех рассмотренных моделей. Указанные оценки были получены в среднем по десятилетиям по всему Северному полушарию. Но на практике необходимо иметь более детализированный по времени прогноз климата. В пределах необходимо знать ожидаемое состояние климата по годам. Невозможно сделать правильный прогноз климата по годам на каждой станции, но при большом пространственном осреднении, как показано далее, фоновый прогноз возможен.

В разделе 7.2 описаны прогнозы климата и оценки их точности по десятилетиям. Совершенно аналогично оценки точности были получены для погодичных прогнозов без обобщения по десятилетиям. На рис.7.4 видно, что ошибки прогнозов температуры по отдельным годам больше ошибок прогнозов десятилетних средних значений температуры, представленных на рис.7.3. Тем не менее, они остаются меньше естественной изменчивости.

Из рисунка так же видно, что наименьшие средние ошибки прогнозов достигаются при заблаговременности 1, 8, 12-13 и 16 лет. Это те удачные случаи, когда заблаговременность прогноза совпадает с длительностью ритмов, наиболее характерных для температурных рядов. В этом случае в статистической схеме прогноза ритмы определяются легче и более правильно. В других случаях не всегда отбирается правильный набор ритмов, точность прогнозов понижается.

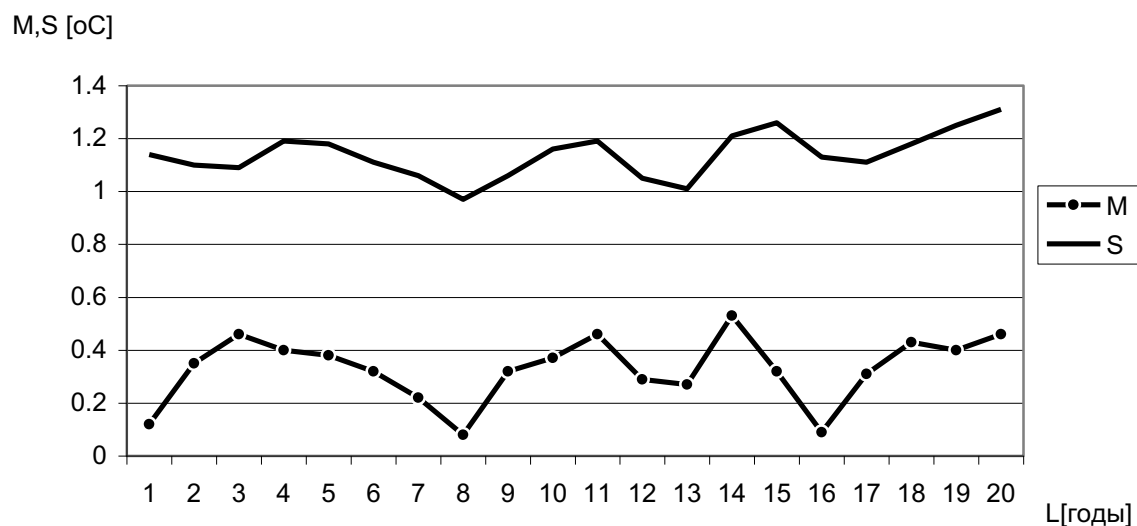


Рис.7.4. Ошибки погодичного прогноза среднегодового значения температуры при различной заблаговременности прогнозов. Оценки по Северному полушарию. Модель ритмов с трендами SUM. (L- заблаговременность прогноза, M– средняя ошибка, S– среднеквадратическая ошибка)

Среднеквадратическая ошибка возрастает с увеличением заблаговременности прогноза. До 15 года (рис.7.4) ошибка всегда меньше  $1.2^{\circ}\text{C}$  и, как правило, лежит в интервале  $1.0\text{--}1.1^{\circ}\text{C}$ . На 20-й год среднеквадратическая ошибка составляет около  $1.3^{\circ}\text{C}$ . Ранее было показано, что естественная среднеквадратическая изменчивость среднегодовой температуры составляет  $2^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что прогноз информативен.

Оценки точности погодичных прогнозов климата полушария показывают возможность составления обобщенных прогнозов климата с заблаговременностью до 20 лет, с точностью превышающей другие модели. При этом ошибки прогнозов остаются меньше естественной межгодовой изменчивости.

На основании этого, в следующем разделе выполнен фоновый прогноз возможных изменений климата до 2025 года.

#### **7.4. Оценки тенденций изменения климата Северного полушария на период до 2025 года**

По узлам, в которых данные наблюдений имеются за период не менее 1968-2005гг., вычислялись модельные оценки состояния климата на 2006-2027 годы. Для вычислений использовалась статистическая модель климата на основе совмещения статистической модели ритмов и обобщенной атмосферно-океанической модели.

Статистическая модель климата очень чувствительна к пропускам в исходных данных наблюдений, поэтому ряды с пропусками исключались из последующей обработки. В результате, в силу особенностей поступления данных во ВНИИГМИ-МЦД, в приэкваториальных широтах Африки и Азии количество обрабатываемых узлов сократилось. Возможно, это повлияло на значения среднеполушарных температур, однако в данном случае их абсолютные значения не столь важны, так стоит задача получения только обобщенных относительных оценок возможных предстоящих изменений климата. Полученные по узлам географической сетки 2х2 градуса прогностические среднегодовые значения температуры воздуха осреднены по Северному полушарию отдельно по каждому году в интервале 2006-2027гг. Аналогичное осреднение полей фактической температуры воздуха над Северным полушарием для каждого отдельного года за 1990-2005гг. выполнено по тем же узлам. Таким образом получены среднеполушарные фактические с 1990г. по 2005г. и далее прогностические значения температуры воздуха по годам до 2027гг. (рис.7.5). Одновременно на каждый год вычислены среднеквадратические отклонения тех фактических и прогностических значений, из которых получены среднеполушарные значения по годам. Положительный тренд в изменениях климата обнаружен на всем интервале до 2027 года, на него накладываются возмущения через 4-6 лет. По модельным оценкам среднеполушарное потепление будет составлять 0.4°C/10лет.

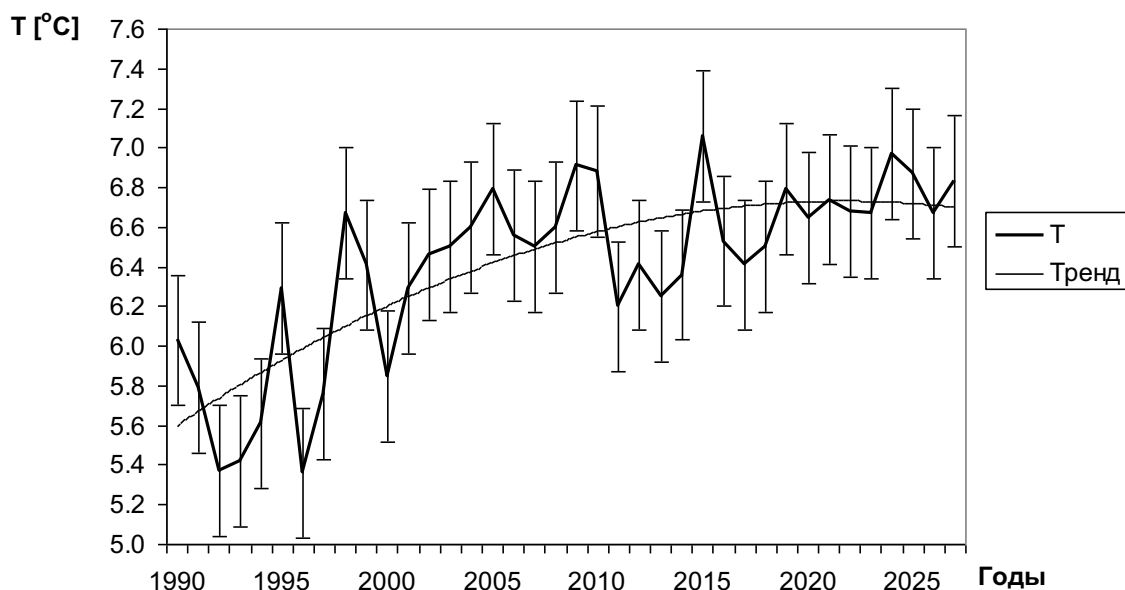


Рис. 7.5. Температура воздуха  $T$  над континентами Северного полушария по фактическим данным за 1990-2005гг. и по прогнозу на 2006-2025гг.

Кроме тренда, ставшего уже привычным, можно отметить, что в 2009-2010 и 2015 годах ожидаются значения температуры выше трендовых значений, а в 2011 году – ниже трендовых. После 2015 года больших отклонений от тренда не ожидается. Для сравнения далее приведены карты фактических аномалий температуры в 2000 году (относительно средних за 1991-2005гг.) и карты прогноза аномалий температуры на 2009, 2011, годы (рис.7.6).

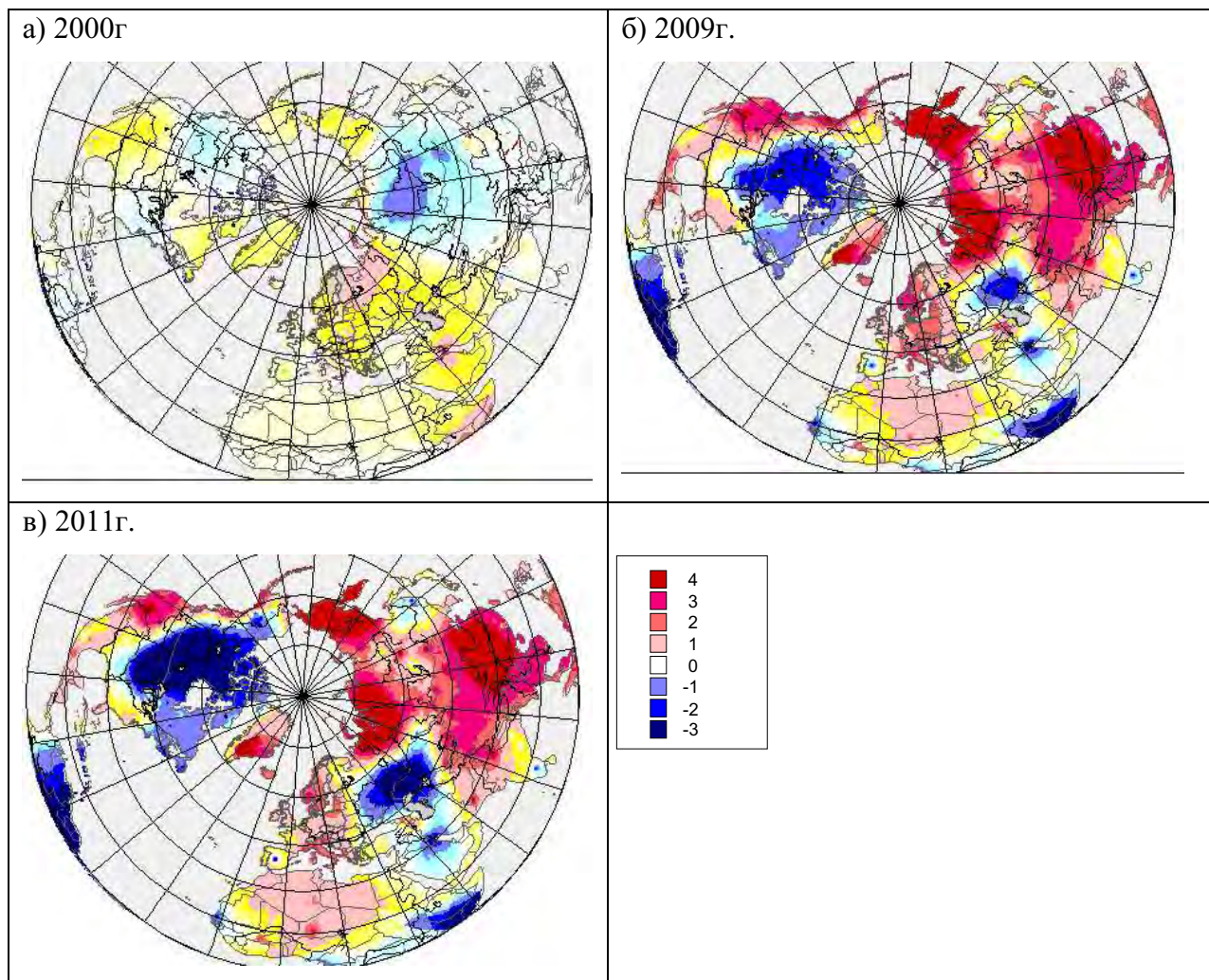


Рис.7.6. Аномалии температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) относительно средних за 1991-2005гг.:

- а) по фактическим данным в 2000г;
- б) прогноз климата на 2009г.;
- в) прогноз климата на 2011г.;

Карта 2009 г. показывает распределение аномалий в год, когда среднеполушарная температура ожидается выше соответственных трендовых значений температуры (см.рис.7.6), а карты 2011 г. показывает распределение аномалий в годы, когда среднеполушарная температура ожидается ниже трендовых значений.

На рис.7.6а показан один пример распределения фактических аномалий температуры в год с пониженной среднеполушарной температурой. В 2000 году наблюдались слабые положительные аномалии температуры

относительно средних температур за 1991-2005гг. на преобладающей территории Северного полушария и слабые отрицательные аномалии в Сибири. На прогнозируемом интервале лет первое заметное превышение над трендом ожидается в 2009 году, на рис.7.6б показано модельное поле аномалий температуры на 2009 год. По картам рис.7.6 можно в самом общем виде ориентировочно описать ожидаемые состояния модельных оценок состояния климата больших регионов на заданный год.

Самые крупные положительные аномалии в 2009г., выше  $2-4^{\circ}\text{C}$ , ожидаются в Сибири, на севере Дальнего Востока, в горных районах на юге Азии, в западной части Северной Америки, на юго-востоке Гренландии и в центральной Европе. Наибольшие из аномалий, выше  $4^{\circ}\text{C}$ , ожидаются на севере Сибири и Дальнего Востока, а так же в краю величайших гор Азии. Отрицательные аномалии до  $-1$  и  $-2^{\circ}\text{C}$  ожидаются в 2009 году в северо-восточной части Северной Америки, на севере Южной Америки, в районе от Поволжья до Аральского моря, в районе Красного моря и в приэкваториальной восточной части Африки. Интересно проследить широтно-долготные особенности ожидаемых аномалий. По оценкам на 2009г. в высокоширотной области севернее  $60^{\circ}\text{с.ш.}$  почти везде ожидаются крупные положительные аномалии (за исключением северных регионов Канады). Это весь север Евразии, Гренландия и Аляска.

На остальной части полушария южнее  $60^{\circ}\text{СШ}$  положительные и отрицательные аномалии по модели имеют тенденцию формироваться поочередно по некоторым долготным секторам. Так в Америке полоса положительных аномалий огибает западную часть Америки от Аляски до экватора. Восточнее ее с севера на юг от северо-восточных районов Канады до северо-восточной части Южной Америки выстраиваются области отрицательных аномалий. Далее на восток лежит долготный сектор положительных аномалий: Гренландия, Западная Европа, обширная северо-западная часть Африки. Восточнее указанных областей лежит сектор слабых отрицательных аномалий: Поволжье, Аральское море, Красное море, северо-

восток Африки. Еще восточнее самый широкий сектор положительных аномалий Азии.

На рис.7.6 в для сравнения показаны оценки ожидаемого климата на 2011 год. В этом году среднеполушарное значение ожидается ниже, чем в 2009 г. По оценкам в 2011 году самые крупные положительные аномалии в Азии, в Гренландии и в Северной Америке почти не изменятся и как прежде будут доходить до 4°C. Несколько слабее станут положительные аномалии в южной части Сибири в интервале географических широт 45-60°с.ш. и в центральной Европе. Но наибольшие изменения произойдут в областях отрицательных аномалий – их интенсивность к 2011 году усилится в северо-восточной части Северной Америки, в Поволжье и прилегающей южной части Западной Сибири и будет составлять около -3 °С против -1 и -2 °С в 2009г.

В 2011г. сохранится тенденция к зональности положительных аномалий в высоких широтах и к меридиональности положительных и отрицательных аномалий на остальной части Северного полушария.

## **Выводы по главе 7**

1. Авторская методика выделения долгопериодных ритмов в температуре воздуха по отдельным сезонам позволяет удовлетворительно описывать предстоящие изменения климата на период до 20 лет
2. Наилучшие результаты в описании предстоящего климата с заблаговременностью до 20 лет дает авторская совместная статистическая модель климата на основе ритмов, выявленных по фактическим данным на независимом материале, и трендов, выделенных из опубликованных результатов работы динамических атмосферно-океанических моделей
3. В изменениях климата Северного полушария до 2025 года ожидается положительный тренд, на который накладываются возмущения через



каждые 4-6 лет. Вклад линейного тренда в общую изменчивость температуры воздуха по оценкам составит 74%.

4. В 2009 г. ожидается среднее значения температуры воздуха Северного полушария Земли выше трендового значения и близкое к значениям самых теплых 1998 и 2005 годов. В 2011 г. ожидается среднее значения температуры воздуха Северного полушария Земли ниже трендового значения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии описаны авторские исследования, которые позволили ответить на некоторые вопросы по проблемам современных изменений климата. Основные результаты следующие:

1. Современное глобальное потепление сопровождается сезонными различиями в изменениях регионального климата. На континентах Земли за последнее столетие и, особенно за последние десятилетия, преобладают положительные тренды температуры воздуха во все сезоны (зима-весна до  $1.0^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ ; лето-осень до  $0.6^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ ), но выделяются также районы заметных отрицательных трендов (около  $-0.1^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ ). Многолетние изменения климата и сезонные различия этих изменений взаимосвязаны.

2. Изменения регионального климата зависят от высоты места над уровнем моря и пространственной ориентации горных цепей и хребтов на пути движения воздушных масс. В разных сезонах года влияние рельефа на изменения климата может проявляться с разным знаком. Характер сезонных и региональных различий влияния рельефа на изменения климата согласуется с известными представлениями об атмосферной циркуляции как одного из факторов формирования регионального климата.

3. На метеорологических станциях земного шара изменение величины температурного тренда в разные месяцы года характеризуется полной волной с одним максимумом в некотором сезоне и одним минимумом в противоположном сезоне года. В разных регионах различные типы годового хода трендов отличаются между собой величиной сдвига фазы наступления максимального потепления и похолодания климата в сезонах года. В середине зимы потепления наиболее часто наблюдаются на станциях в широтной зоне  $45-50^{\circ}\text{с.ш.}$ , в начале весны потепления происходят преимущественно на широтах  $50-65^{\circ}\text{с.ш.}$ , в конце весны потепления наблюдаются еще севернее - за

полярным кругом (65-70°с.ш.). Осенью потепление также как и весной наблюдается преимущественно в высоких широтах (60-65 °с.ш.).

4. Перемещение по сезонам наступления максимума положительных трендов на разных географических широтах следует за сезонными и широтными перемещениями условий, при которых естественный радиационный баланс нижней атмосферы близок к нулю или отрицательный (холодное полугодие, высокие широты). Положительный тренд температуры лучше выражен при отсутствии основного источника тепла (приходящей солнечной радиации).

5. Увеличение количества облачности в последние десятилетия способствовало дополнительному потеплению климата в холодное полугодие (парниковый эффект облачности) и ослаблению потепления в теплое полугодие (экранирующий эффект облачности). За последние 15 лет в холодное полугодие флюктуации аномалий количества облачности в интервале  $\pm 0.4$  балла сопровождалась флюктуациями аномалий температуры того же знака примерно  $\pm 2^{\circ}\text{C}$ , а в теплое полугодие флюктуации аномалий количества облачности в интервале  $\pm 0.2$  балла сопровождалась флюктуациями аномалий температуры противоположного знака примерно  $\pm 1^{\circ}\text{C}$ . Вклад межгодовых изменений облачности в общую дисперсию температуры воздуха холодного полугодия составил около 50%, а в дисперсию теплого полугодия – около 25%.

6. Выявлены тренды температуры воздуха в условиях безоблачной сухой атмосферы за последние три десятилетия. В широтной зоне 50-70°с.ш. на территории России в теплое полугодие тренд составляет  $0.3^{\circ}\text{C}/10$  лет, а в холодное полугодие  $0.8^{\circ}\text{C}/10$  лет.

7. В течение года и на разных географических широтах установлены соотношения значений трендов температуры и радиационного баланса,

которые свидетельствуют о наличии парниковой составляющей в трендах температуры воздуха. В среднем в широтной зоне 50-70°с.ш. на территории России при условиях безоблачной сухой погоды самые большие тренды температуры, около 1°С/10 лет, наблюдаются при малом радиационном балансе в январе-марте и октябре. Летом при больших значениях радиационного баланса тренды слабее и составляют от 0.06 до 0.5°С/10 лет. В среднем за год на широтах 43-50°с.ш. при условиях безоблачной сухой погоды тренды температуры составляют около 0.55°С/10лет. В более высоких широтах 55-58°с.ш. с уменьшением радиационного баланса тренды температуры повышаются до 0.8°С/10лет.

8. В течение последних более ста лет происходило ослабление крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы с океаном (ослабление тепловой инерционности атмосферы), что ослабляло сдерживание влияния океана на скорость антропогенного потепления климата. В последние десятилетия произошло наложение усиления парникового эффекта и ослабления инерционности атмосферы, что акцентировало интенсивность потепления. Интенсивное потепление климата последних десятилетий не является следствием только парниковых газов антропогенного происхождения, накапливающихся в эти годы. Не менее важную роль играют естественные процессы, ответственные за перераспределение тепла между атмосферой и океаном.

9. Ослабление взаимодействия океана и континентальной атмосферы и, следовательно, уменьшение инерционности атмосферы происходят неравномерно по Земле. В тех районах Северного полушария, где за последние 30 лет инерционность атмосферы уменьшилась, на 70-90% общего количества метеорологических станций возросла межгодовая изменчивость и экстремальность климата, а в тех районах, где индекс инерционности увеличился за эти годы, на 70-90% общего количества станций изменчивость

климата уменьшилась. Рост межгодовой изменчивости и экстремальности климата последних десятилетий происходит по причине ослабления демпфирующего влияния океана на атмосферу.

10. Проведенный комплексный анализ показал, что основными составляющими физического механизма формирования пространственных и сезонных особенностей современных изменений климата являются следующие:

- парниковый эффект и его зависимость от естественных сезонно-широтных условий формирования радиационного баланса;
- пространственные и сезонные неоднородности изменения количества облачности за последние десятилетия;
- ослабление демпфирующего влияния океанов на состояние континентальной атмосферы;
- естественные колебательные процессы в климатической системе, сопровождающиеся изменением общей циркуляции атмосферы и изменением региональной адвекции.

11. Предложен новый подход построения статистической модели для долгосрочных метеорологических прогнозов и показана применимость этого метода для сезонных прогнозов температуры с годовой заблаговременностью.

12. Статистическая модель климата, построенная на основе ритмов в атмосфере, совместно с обобщенной динамической моделью климата позволила точнее динамических моделей рассчитывать состояние климата на предстоящие 20 лет.

13. В изменениях климата Северного полушария до 2025 года прогнозируется положительный тренд, но ожидается некоторое замедление скорости увеличения температуры. На этот положительный тренд будут накладываться 4-6 летние возмущения.

14. В 2009 и 2015 годах ожидаются средние значения температуры воздуха Северного полушария Земли выше трендовых значений и выше значений самых теплых 1998 и 2005 годов. В другие годы значимых отклонений от тренда не ожидается.

## ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

- ВМО – Всемирная метеорологическая организация
- ГТК –гидротермический коэффициент
- ЕТС –Европейская территория СССР
- МГЭИК – международная группа экспертов по изменению климата
- ООН – Организация объединенных наций
- CGCM2 – вторая версия модели климата Канадского центра (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis и Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)
- ЕCHAM4 – четвертая версия модели климата института метеорологии им.Макса Планка (Max-Planck-Institut für meteorologie)
- ЕCHAM4/ОРУС3 - четвертая версия модели климата института метеорологии им.Макса Планка (Max-Planck-Institut für meteorologie) с океаническим блоком под названием ОРУС3
- ЕCHAM5 - пятая версия модели климата института метеорологии им.Макса Планка (Max-Planck-Institut für meteorologie)
- HadCM - Hadley Centre of the United Kingdom Meteorological Office
- HadCM3 – третья версия модели климата климатического центра Великобритании (Hadley Centre for Climate Prediction and Research)
- HadCM4 - четвертая версия модели климата климатического центра Великобритании (Hadley Centre for Climate Prediction and Research)
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change
- MR – статистическая модель на основе ритмов
- NCDC - National Climatic Data Center Asheville, North Carolina
- SRES – сценарий климата Special Report on Emissions Scenarios
- SUM – обобщенная динамическая модель климата

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. Доклад по диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук. -Л.:ЛГМИ, 1965. -18с.
- 2 Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс Климатологии. Часть I и II./Под.ред. Е.С.Рубинштейн. -Л.: Гидрометеиздат, 1952. -487с.
- 3 Астрономический ежегодник./Под ред. В.К.Абалакин, В.И.Валяев, Н.И.Глебова, М.В.Лукашова, В.И.Скрипниченко. – Санкт-Петербург, 1998. -729с.
- 4 Багров Н.А. Статистические долгосрочные прогнозы. - Пятьдесят лет Центру гидрометеорологических прогнозов. - Л.:Гидрометеиздат, 1979. -С.61-66
- 5 Багров Н.А, Мякишева Н.Н. О регрессионной схеме прогноза с предсказателями различной длины рядов наблюдений. //Труды Гидрометцентра СССР.- 1983.- Вып.244.- С. 3-7.
- 6 Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А., Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – Л.:Гидрометеиздат, -1985. -247с.
- 7 Байдал М.Х. Колебания климата Кустанайской области в XX столетии.-Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. -154с.
- 8 Белов А.А., Минина Е.Л. Глобальные изменения природной среды и климата и Мировой океан // Вестник РАН. - 1999. - Т.69, N 9. - С.834-838
- 9 Блинова Е.Н. Гидродинамическая теория климата и долгосрочного прогноза погоды. //ДАН СССР. -1961. -№3. - С.571-574
- 10 Блинова Е.Н. Развитие гидродинамической теории



- долгосрочного прогноза погоды. Пятьдесят лет Центру гидрометеорологических прогнозов. -Л.:Гидрометеиздат, 1979. -С.43-60.
- 11 Борисенков Е.П. Семенов В.Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики. //Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. -1970. -№9. -С.965-970.
  - 12 Будыко М.И., Борзенкова И.И., Менжулин Г.В., Селяков К.И. Предстоящие изменения регионального климата. //Изв.АН, сер. Географическая. -1992. -№4. -С.36-52.
  - 13 Будыко М.И., Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Ефимова Н.А., Кобак К.И., Менжулин Г.В., Строкина Л.А. Прогноз антропогенных изменений климата и их последствий. //Труды Международной теоретической конференции «Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века». Санкт-Петербург, 24-25 июня 1999г. -С.-Петербург: Гидрометеиздат, 2000. -С.35-59.
  - 14 Бурлуцкий Р.Ф. Рафаилова Х.Х. Семенов В.Г. Храбров Ю.Б. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. -Л.:Гидрометеиздат, 1967. -299с.
  - 15 Вильфанд Р.М. Современные направления прогнозирования экстремальных гидрометеорологических явлений различного масштаба.//Тезисы пленарных докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности. 26-29 сентября 2006г. –М.:Росгидромет, 2006. - С.15.
  - 16 Гандин Л.С. Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. –Л.:Гидрометеиздат, 1976. -356с.
  - 17 Гилл А. Динамика атмосферы и океана: В 2 т. -М : Мир, 1986. Т.1. 397 с.; Т.2 415 с.

- 18 Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.Гидрометеиздат, 1971,280с
- 19 Гирс А.А Особенности внутригодовых преобразований макросиноптических процессов в различных циркуляционных эпохах. //Труды ААНИИ. -963. -т.255. -С.47-85.
- 20 Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. -Л.:Гидрометеиздат, 1974, - 485с.
- 21 Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. -Л.:Гидрометеиздат, 1978. -342с.
- 22 Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Оценка климатического отклика на изменение концентрации тепличных газов по данным наблюдений за приземной температурой воздуха на территории России // Известия РАН. "Физика атмосферы и океана". -1999. - № 6. т.35. -С.742-749.
- 23 Груза Г.В. , Рейтенбах Р.Г. О применении принципа аналогичности в исследовании предсказуемости атмосферных процессов и в решении задачи прогноза. //Метеорология и гидрология. -1973. -№11. -С.22-31.
- 24 Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Вероятностные метеорологические прогнозы . –М. Гидрометеиздат, 1983, -271с
- 25 Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. //Метеорология и гидрология. -2004. -№4. -С.50-66.
- 26 Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. – СПб.:Гидрометеиздат, 2004. -631с.
- 27 Дзедзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат - М.:Наука, 1975. -285с.

- 28 Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л. Гидрометеиздат, 1969.
- 29 Дубов А.С., Малевский-Малевич С.П., Карачев В.И. Об энергетическом балансе поверхности океана. –Труды ДВНИГМИ, 1975, вып.56, с.167-177.
- 30 Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Б.П. Климатология. - Гидрометеиздат 1989, -567с
- 31 Дымников В.П. Современные проблемы моделирования отклика климатической системы на малые внешние воздействия. Труды Международной теоретической конференции «Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века». Санкт-Петербург, 24-25 июня 1999г. С.-Петербург, Гидрометеиздат, 2000, с.14-34
- 32 Ефимова М.Р. Статистика. –М. ИНФРА-М, 2004. 336с
- 33 Жуковский Е.Е., Киселева Т.Л., Мандельштам С.М.. Статистический анализ случайных процессов. – Л.Гидрометеиздат, 1976, -406с
- 34 Заявление ВМО о состоянии глобального климата в 2004г. ВМО, № 983 , 2005, 14р,  
[http://www.wmo.ch/web/wcp/wcp\\_prog.htm](http://www.wmo.ch/web/wcp/wcp_prog.htm)
- 35 Зверев Н.И. Долгосрочный прогноз интенсивности зональной циркуляции атмосферы. – Труды ЦИП, 1966,вып.153
- 36 Изменение климата, 2001г. Обобщенный доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в подготовку Третьего доклада об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Под ред. Р.Т.Уотсона. –ВМО, ЮНЕП, - 2001, -215с.

- 37 Израэль Ю. А., Груза Г. В., Катцов В. М., Мелешко В. П.  
Изменения глобального климата. Роль антропогенных  
воздействий// Метеорология и гидрология. – 2001. – №5. – С. 5–  
21
- 38 Карнаухов А.В., Карнаухов В.Н. Релаксационная теория  
оледенений в Северном полушарии. Потепление климата  
ускорит начало нового ледникового периода? //Биофизика. –  
1999. -т.44. -№4. -С.750-761.
- 39 Кац А.Л. Необычайное лето 1972года. -Л.Гидрометеиздат,  
1973. -58с
- 40 Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и  
долгосрочные прогнозы погоды. -Л.Гидрометеиздат, 1960. -  
270с.
- 41 Кац А.Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. -  
Л.:Гидрометеиздат, 1968. -204с.
- 42 Кислов А.В. Климатическая система и изменения климата.  
//География, общество, окружающая среда. Том 6. Динамика и  
взаимодействие атмосферы и гидросферы. -М.:«Городец»,  
2004. –С.21-97.
- 43 Кислов А.В. Климат Земли и его изменения. //Современные  
глобальные изменения природной среды, т.1. М.:Научный мир.  
-2005. 88-209с.
- 44 Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. -М.:  
МАИК «Наука/Интерпериодика». -2001. -351с.
- 45 Клименко В.В., Клименко А.В., Снытин С.Ю., Федоров М.В. //  
Теплоэнергетика. -1994. -№1. -С.5-11.
- 46 Котляков В.М. Глобальные изменения климата: антропогенное  
влияние или естественные вариации? //Экология и жизнь. -  
2001. -N 1. -С.44-47.

- 47 Кравцов Ю.А. Земля как самоорганизующаяся климато-экологическая система //Соросовский Образовательный Журнал. -1995. -№ 1. -С. 82-87.
- 48 Лаппо С. С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане //Исслед. процессов взаимодействия океана и атмосферы. -1984. -С.125-129
- 49 Ларин И.К. "Химия парникового эффекта" // Химия и жизнь, - № 7-8, -2001. С.46-51
- 50 Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. –Л.:Гидрометеиздат, 1968. -204с.
- 51 Лосев К.С. Климат : вчера, сегодня... и завтра? -Л.: Гидрометеиздат, 1985. -173с.
- 52 Методические указания. Руководящий документ. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. РД 52.27.284-91. // Комитет гидрометеорологии при кабинете министров СССР. –М.1991., - 149с
- 53 Мелешко В.П., Гаврилина В.М., Матюгин В.А., Мирвис В.М., Пичугин Ю.А., Вавулин С.В. Об использовании гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы ГГО в задаче метеорологического прогноза на месяц. // Труды ГГО. -2001. -Вып.550. -С. 127-154.
- 54 Монин А.С.Фундаментальные следствия взаимодействия атмосферы и океана. //Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. -1969. -№11. -С.1102-1113
- 55 Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. - С.Петербург: Гидрометеиздат, 1993. -269с.
- 56 Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического

- метода долгосрочных прогнозов погоды. Ч.1. -М.:ЦУЕГМС, 1933. -180с.
- 57 Павлов А.В. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Известия РАН, серия географическая. -1997. -N 4. -С. 61-73.
  - 58 Пагава С.Т. Синоптический метод месячных прогнозов погоды. Труды ЦИП, 1948, вып.5, с.3-27
  - 59 Пальмен Э. Ньтон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: Пер. с англ. –Л.:Гидрометеиздат, 1973. -614с.
  - 60 Пановский Г.А., Браер Г.В. Статистические методы в метеорологии. – Л.:Гидрометеиздат, 1972. -209с
  - 61 Педь Д.А. Развитие метода и ближайшие задачи исследователей, работающих в области сезонных прогнозов. Пятьдесят лет Центру гидрометеорологических прогнозов, - Л.Гидрометеиздат, 1979. -С.67-71
  - 62 Педь Д.А.,Садоков Б.П. К составлению прогнозов аномалий средней месячной температуры воздуха с месячной заблаговременностью. //Метеорология и гидрология. -1996. - N1. -С.23-26.
  - 63 Переведенцев Ю.П. Теория климата. –Казань:Изд. КГУ, 2004, - 318с.
  - 64 Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П., Тудрий В.Д. Современные глобальные и региональные изменения окружающей среды. – Казань:УНИПРЕСС, 1999. -96с
  - 65 Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан-атмосфера, Л., Гидрометеиздат 1979, 194с.
  - 66 Пичугин Ю.А., Мелешко В.П., Матюгин В.А., Гаврилина В.М. Гидродинамические долгосрочные прогнозы погоды по

- ансамблю начальных состояний.//Метеорология и гидрология. - 1998. -N2. -С.5-15.
- 67 Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и геофизические долгосрочные прогнозы погоды. – Л.:Гидрометеиздат, 1969. -250с.
  - 68 Ранькова Э. Я., Груза Г. В. Индикаторы изменений климата России. //Метеорология и гидрология. -1998. -№1. -С. 5-18
  - 69 Ранькова Э.Я. Климатическая изменчивость и изменения климата за период инструментальных наблюдений.  
//Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора физико-математических наук.-М.: ГУ ИГКЭ,- 2005, -67с.
  - 70 Садоков В. П. Развитие методов прогнозов циркуляционного и термического режима атмосферы на месяц с учетом крупномасштабных гидрометеорологических объектов северного полушария . //Тр. ГМЦ РФ. – 2000. - № 333. – С. 3-7
  - 71 Садоков В. П., Вильфанд Р. М. Новые результаты в разработке статистических методов долгосрочных прогнозов погоды и технология их выпуска . 70 лет Гидрометцентру России. //Сб. научных трудов ГМЦ РФ. – С.-Петербург, 1999. – С. 134-140.
  - 72 Свинухов Г. В. Синоптико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды на дальнем Востоке. -Л.: Гидрометеиздат, -1977. -167с.
  - 73 Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М. Современные изменения климата на юге Сибири. //Шестое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу. 14-16 сентября 2005г, - Томск 2005, с.65-69
  - 74 Семенов В.Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на ЕТС. -Л.:Гидрометеиздат, 1960. -

148с.

- 75 Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. - М.:Физматлит. -2002. -380с
- 76 Справочник по климату СССР. Многолетние данные. -Л: Гидрометеиздат. -Годы издания 1965-1968 гг., отдельные выпуски по территориям УГМС
- 77 Сонечкин Д.М. Численные эксперименты по преодолению современного предела предсказуемости путем согласования прогнозируемых характеристик погодообразующих волн. //Информационный сборник «Проблемы долгосрочного прогноза и короткопериодных колебаний климата, совершенствование обеспечения потребителей этой продукцией. -С.Петербург.:Гидрометеиздат. -1995. -С.3-19.
- 78 Список сетевых наблюдательных организаций Росгидромета по состоянию на 1 января 1997 года. –Москва:Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 1997. -92с
- 79 Третье национальное сообщение Российской Федерации, представленное в соответствии со статьями 4 и 12 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата. Межведомственная комиссия Российской Федерации по проблемам изменения климата. – Москва, -2002. – 123 с., [www.unfccc.int](http://www.unfccc.int).
- 80 Угрюмов А.И. Крутянская А.И. Просекина Г.М. Об учете температуры поверхности океана при составлении месячных прогнозов погоды по Северной Атлантике. //Метеорология и гидрология. -1973. -№5. -С.28-34
- 81 Угрюмов А.И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике. //Метеорология и



- гидрология. -1973. -№5. -С.12-22
- 82 Хандожко Л.А. Метеорологическое обеспечение народного хозяйства. –Л.:Гидрометеиздат, 1981. -231с.
  - 83 Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз месячной и сезонной температуры воздуха с учетом периодической нестационарности. –Метеорология и гидрология. -2007. -№9, с.14-26.
  - 84 Шерстюков Б.Г., Разуваев В.Н., Ефимов А.И., Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н.,Апасова Е.Г.,Анурова Л.Г., Шуруева Л.В. Климат Самарской области и его характеристики для климатозависимых отраслей экономики. –Самара: «Артель», 2006. -167с.
  - 85 Б.Г.Шерстюков, В.Н.Разуваев, В.В.Соколов, С.Э.Дринев, О.Н.Булыгина, Н.Н.Коршунова, Е.Г.Апасова, Л.В.Филина, А.А.Оськин  
Климат Чувашской Республики и его возможные изменения в условиях глобального потепления. –Обнинск-Нижний Новгород-Чебоксары.: «Меркурий». -2006. -231с.
  - 86 Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз среднемесячной температуры воздуха на основе квазиритмов. //Труды ВНИИГМИ-МЦД. -2003. -вып.171. -С.9-50
  - 87 Б.Г.Шерстюков. Ошибки описания регионального климата атмосферно-океаническими моделями CGCM2, HadCM3 и ЕСНАМ4 на примере Московского региона. //Метеорология и гидрология. -№5. -2005. -С.22-26.
  - 88 Шерстюков Б.Г., Исаев А.А. Метод кратной цикличности для анализа временных рядов и сверхдолгосрочных прогнозов на примере характеристик отопительного периода в Москве.//Метеорология и гидрология. -1999, -№8, -с.24-28

- 89 Шерстюков Б.Г., Булыгина О.Н., Разуваев В.Н.  
Современное состояние климатических условий Калужской области и их возможные последствия в условиях глобального потепления. –Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2001. -229с
- 90 Шерстюков Б.Г. Сценарии тенденций некоторых характеристик климата Москвы в условиях текущего глобального потепления. //Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып.171, 2003, С.Петербург, Гидрометеиздат – Обнинск ГУ ВНИИГМИ-МЦД, -с.51-78
- 91 Шмакин А.Б. Попова В.В. Влияние Северо-Атлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии: II Моделирование внутривековых колебаний теплового и водного баланса. –Метеорология и гидрология, 2003, №6, с. 59-68.
- 92 Юдин М.И., Мещерская А.В., Блажевич В.Г., Чувашина И.Е., Мирвис В.М. Усовершенствование методики и оценки успешности долгосрочных метеорологических прогнозов, составляемых комплексным физико-статистическим методом. – Информационный сборник «Проблемы долгосрочного прогноза и короткопериодных колебаний климата, совершенствование обеспечения потребителей этой продукцией. С.Петербург, Гидрометеиздат, 1995,с.3-19.
- 93 Arrhenius S. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground, Philosophical Magazine v.41,1896, p.237-249
- 94 Bah A. Towards the prediction of Sahelian rainfall from sea surface temperatures in the Gulf of Guinea. //Tellus. -1987.-V.39. p.39-48.
- 95 Barnston AG, He YX. Skill of canonical correlation analysis forecasts of 3-month mean surface climate in Hawaii and Alaska. Journal of Climate. -1996. -v.9. p.2579-2605

- 96 A. G. Barnston, A. Kumar, L. Goddard, M. P. Hoerling. Improving Seasonal Prediction Practices Through Attribution of Climate Variability.// Bulletin of American Meteorological Society. – 2005. Vol. 86. -N 1 , -p.59-72
- 97 Barnston AG. 1994. Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. Journal of Climate 7: 1513-1564
- 98 Birchfield E.G., Wang H., Rich J.J. // Journal of Geophysical Research. -1994. -Vol. 99(C6). -p.12459-12470.
- 99 Boer, G.J., Flato, G.M., Reader, M.C., and Ramsden, D. A transient climate change simulation with historical and projected greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century. //Climate Dynamics. - 2000. -v.16. -p.405-425
- 100 Boer, G.J., N.A. McFarlane, and M. Lazare. Greenhouse Gas-induced Climate Change Simulated with the CCC Second-Generation General Circulation Model. //Journal of Climate. -1992. -v.5. -p.1045-1077
- 101 Casey TM. Assessment of a seasonal forecast model.// Australian Meteorological Magazine. -1998. -v.47. p.103-111
- 102 Christensen J.H. Christensen O.B. Severe summertime flooding in Europe. //Nature. -2003. –V.421. -p.805
- 103 Colman A, Davey MK. 1999. Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter North Atlantic ocean temperature. //International Journal of Climatology. –v. 19. –p.513-536
- 104 Corti S., Molteni F., Palmer T.N. // Nature. -1999. -V.398. -№6730. -P.799-802
- 105 Currie RG. Luni-solar 18.6- and 10-11-year solar cycle signals in South African rainfall. //International Journal of Climatology. -

1993. -v.13. -p.237-256
- 106 Delecluse P, Davey MK, Kitamura Y, Philander SGH, Suarez M, Bengtsson L.. Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific. //Journal of Geophysical Research. -1998. v.103. -p14357-14373
  - 107 Dyer TGJ, Tyson PD.. Estimating above and below normal rainfall periods over South Africa 1972-2000. //Journal of Applied Meteorology. -1977. -v.16. -p.145-147
  - 108 Flato, G.M. and Hibler, W.D. III. Modelling Pack Ice as a Cavitating Fluid. //Journal of Physical Oceanography., -v.22. -1992. -p.626-651
  - 109 Flato, G.M., Boer, G.J., Lee, W.G., McFarlane, N.A., Ramsden, D., Reader, M.C., and Weaver, A.J. The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. //Climate Dynamics. -2000. -v.16. -p.451-467.
  - 110 Folland C.K. Karl T.R. Observed climate variability and change. // "Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the third IPCC Scientific Assessment. /J.T.Houghton, et all. (Eds.),, Cambridge, United Kingdom and New York. :Cambridge University Press. -881p.
  - 111 Folland CK, Owen JA, Ward MN, Colman AW. Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa using empirical and dynamical methods. ///Journal of Forecasting. -1991. -v.10. -p.2-56
  - 112 Gent, P.R. and J.C. McWilliams. Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. // Journal of Physical Oceanography. -1990. -v.20. p.150-155
  - 113 Goddard L., Mason S. Sensitivity of seasonal climate forecasts to persisted SST anomalies. //Climate Dynamic. -2002. -v.19. - p. 619-632.

- 114 Goddard L., Mason S., Zebiak S., Ropelewski C, Basher R, Cane M., Current approaches to seasonal to interannual climate predictions. //International Journal of Climatology. -2001. -V. 21. p.1111-1152
- 115 Gruza G., Rankova E., Razuvaev V., and Bulygina O., Indicators of climate change for the Russian Federation. //Climate Change. -1999. -V. 42. -p. 219–242
- 116 Haeberli W. Glacier fluctuations climate change detection – operational element of a worldwide monitoring strategy/ Bull.WMO. v.44. 1995. p.23-31
- 117 IPCC 1996: Climate change. The science of climatic change / Eds. Houghton J.T. e.a. Cambridge.:Camb. Univ. Press., 1996. 572 p.
- 118 Johansson A, Barnston AG, Saha S, van den Dool HM. On the level of forecast skill in northern Europe. //Journal of Atmospheric Science. -1998. -v.55, p.103-127.
- 119 Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S. and Rigor, I.G., Surface air temperature and its variations over the last 150 years. //Reviews of Geophysics. -1999. -v.37. –p.173-199
- 120 Karl T.R. Global warming: evidence for asymmetric diurnal temperature change. // Geophysical Research Letters. -1991. -№18. -p.2253-2256
- 121 Landman WA, Mason SJ, Tyson PD, Tennant WJ.. Retro-active skill of multi-tiered forecasts of summer rainfall over southern Africa. //International Journal of Climatology. -2001. -v.21. p.1-19.
- 122 Larow TE, Krishnamurti TN. Initial conditions and ENSO prediction using a coupled ocean-atmosphere model. //Tellus. – 1998. -v.50. -p.76-94.
- 123 Latif M, Grotzner A. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. //Climate Dynamics. -2000. -v.16. -p.213-218

- 124 Lloyd-Hughe B.S.,Saunders M.A. F drought climatology for Europe. //International Journal of Climatology. -2002. –v.22. - p.1571-1592
- 125 Manabe S., Wetherald R. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. //Journal of the Atmospheric Sciences. -1967. -v.24. -p.241-259.
- 126 Mason S., Goddard L, 2001: Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO. //Bulletin of the American Meteorological Society. -V.82. p.619-638
- 127 Mason SJ, Tyson PD. 2000. The occurrence and predictability of droughts over southern Africa. In Drought. Volume I: A Global Assessment, Wilhite DA (ed.). -New York:Routledge. –p.113-134
- 128 Matt Menne.Global Long-term Mean Land and Sea Surface Temperatures.  
<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/anomalies/anomalies.html>
- 129 Mureau R, Molteni F, Palmer TN. Ensemble prediction using dynamically-conditioned perturbations. //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. -1993. -v.119. p.299-323.
- 130 Murphy JM. The impact of ensemble forecasts on predictability. //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. -1988. - 114. -p.463-494
- 131 Mutai CC, Ward MN, Colman AW. Towards the prediction of the East Africa short rains based on sea-surface temperature-atmosphere coupling. //International Journal of Climatology. -1998. –v.18. -p.975-997
- 132 Oechel W.C.,Hastings S.Y. e.a. Resent change in Arctic tundra ecosystems from a carbon sink to a source. -Nature. -1993. -v.361, - p.520-523

- 133 Oechel, W.C., Grant, R.F. and Ping C. Carbon balance of coastal arctic tundra under changing climate. //Global Change Biology. - 2002. -v.9. p.16-36.
- 134 Palmer TN, Anderson DLT. The prospects for seasonal forecasting. //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. -1994. – v.120. -p.755-793.
- 135 Palmer TN, Brankovic C, Moletini F, Tibaldi S, Ferranti L, Hollingsworth A, Cubasch U, Klinker E. The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Program on extended-range forecasting. //Bulletin of the American Meteorological Society. -1990. –v.71. p.1317-1330.
- 136 Palmer TN, Brankovic C, Richardson DS. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations. //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. -2000. -126. p.2013-2033.
- 137 Penland C, Matrovosa L. Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling. //Journal of Climate. – 1998. –v.11. -p.483-496.
- 138 Pielke RA. Climate prediction as an initial value problem. //Bulletin of the American Meteorological Society. -1998. -v.79. -p.2743-2746
- 139 Roeckner,E., Arpe,K., Bengtsson,L., Brinkop,S., Dümenil,L., Esch,M., Kirk,E., Lunkeit,F., Ponater,M., Rockel,B., Suasen,R., Schlese,U., Schubert,S. and Windelband,M. Simulation of the present-day climate with the ECHAM4 model: impact of model physics and resolution Max-Planck Institute for Meteorology, //Report No.93, Hamburg, Germany. -1992. -171p
- 140 Shabbar A, Barnston AG.. Skill of seasonal climate forecasts in Canada using canonical correlation analysis. //Monthly Weather Review. -1996. –v.124. –p.2370-2385

- 141 Shukla J. Dynamical predictability of monthly means. //Journal of Atmospheric Science. -1981. –v.38. -p.2547-2572
- 142 Smith, T.M., and R.W. Reynolds. Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). //Journal of Climate. -2003. –v.16. p.1495-1510
- 143 Smith, T.M., and R.W. Reynolds. Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). //Journal of Climate. -2004. –v.17. p.2466-2477
- 144 Tett S.F.B., Stott P.S., Allen M.R., Ingram W.J., Mitchell J.F.B. // Nature. -1999. -V.399. -№6736. -P.569-572
- 145 Thiaw W, Barnston AG, Kumar V. Predictions of African rainfall on the seasonal timescale. Journal of Geophysical Research. -1999. -v.104. -p.31589-31597
- 146 Thompson PD. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large-scale atmospheric flow patterns. //Tellus. -1957. –v.9. -p.275-295
- 147 Tyson PD, Dyer TGJ. The predicted above-normal rainfall of the seventies and the likelihood of droughts in the eighties in South Africa. //South African Journal of Science. -1978. -v.74. -p.372-377
- 148 Tyson PD, Dyer TGJ. The likelihood of droughts in the eighties in South Africa. //South African Journal of Science. -1980. -v.76. p.340-341
- 149 Uvo CB, Repelli CA, Zebiak SE, Kushnir Y. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. //Journal of Climate. -1998. –v.13. -p.287-293
- 150 Ward NM, Folland CK.. Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperatures. //International Journal of Climatology. -1991. –v.11. p.711-743.



- 151 White WB. Influence of the Antarctic circumpolar wave on Australia precipitation from 1958-1997. //Journal of Climate. -2000. –v.13. -p.2125-2141
- 152 Yu ZP, Chu PS, Schroeder T.. Predictive skills of seasonal to annual rainfall variations in the US Affiliated Pacific Islands: canonical correlation analysis and multivariate principal components regression approaches. //Journal of Climate. -1997. –v.10. p.2586-2599