

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей
среды

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Сибирский региональный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт»
(ФГБУ «СибНИГМИ»)

УДК
№ гос. регистрации
Инв. №

Утверждаю:
Директор ФГБУ «СибНИГМИ»,
доктор физ.-мат. наук
В. Н. Крупчатников



« 31 » *декабрь* 2013 г.



ОТЧЁТ

о научно-исследовательской работе

**Развитие глобального и регионального климатического моделирования
и оценки будущих изменений климата**

Раздел:

**МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ
ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В АТМОСФЕРЕ СИБИРИ
И ОЦЕНКА ИХ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ**

(заключительный)

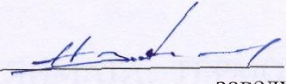
шифр темы 1.3.2.1

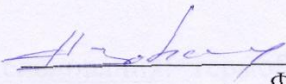
Ответственный исполнитель,
заведующий отделом
гидрометеорологических и экологических исследований
ФГБУ «СибНИГМИ»,
кандидат физ.-мат. наук

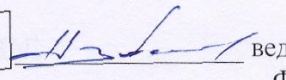
 Н. Н. Завалишин

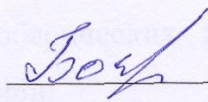
Новосибирск, 2013

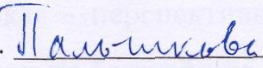
Список исполнителей:

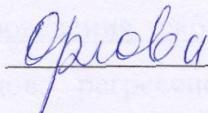
Завалишин Н. Н.  ответственный исполнитель,
заведующий отделом гидрометеорологических и
экологических исследований ФГБУ «СибНИГМИ»,
кандидат физ.-мат. наук

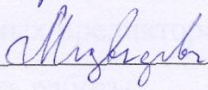
Романов Л. Н.  главный научный сотрудник
ФГБУ «СибНИГМИ»,
доктор физ.-мат. наук

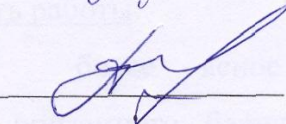
Виноградова Г.М.  ведущий научный сотрудник
ФГБУ «СибНИГМИ»,
кандидат физ.-мат. наук

Бочкарева Е. Г.  старший научный сотрудник
ФГБУ «СибНИГМИ»

Пальчикова Н. В.  научный сотрудник
ФГБУ «СибНИГМИ»

Орлова З. С.  младший научный сотрудник
ФГБУ «СибНИГМИ»

Медведева Т.С.  инженер 1 категории ФГБУ «СибНИГМИ»

Панькова Т. П.  нормоконтролер ФГБУ «СибНИГМИ»

РЕФЕРАТ

Отчёт 146 стр., 5 разделов, 31 илл., 17 табл., 71 источник. 1 прил.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА; ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ; СИБИРСКИЙ АНТИЦИКЛОН; АНАЛИЗ; МОДЕЛЬ; ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА.

Объект исследования: термобарические поля Западной и Восточной Сибири, Северного полушария.

Цель работы:

Научная – анализ и моделирование процессов, формирующих крупные аномалии термобарических полей в приземной атмосфере Западной и Восточной Сибири.

Практическая – перспективная оценка изменений климата в Западной и Восточной Сибири на ближайшие годы.

Метод проведения работы: статистический анализ; моделирование временных рядов; регрессионный анализ с автоматической выборкой наиболее значимых предикторов; физико-статистическое моделирование.

Значимость работы:

Научная: более ясное понимание причин формирования антициклогенеза приземного барического поля, процессов блокирования, изменений температуры нижней тропосферы в Северном полушарии и Сибири.

Практическая: повышение качества перспективных оценок изменений климата в Западной и Восточной Сибири.

Основные результаты:

Создана база данных, включающая метеорологические, аэрологические, гидрологические элементы Северного и Южного полушарий и, особенно подробно по Западной и Восточной Сибири. В базу также включены внеземные элементы: параметры солнечной активности, эфемериды

планет и Луны в различных системах координат, смещение Солнца от центра масс Солнечной системы и другие.

С помощью специально созданной модели (автор Романов Л.Н.) и программы (авторы Романов Л.Н., Бочкарёва Е.Г.) получена оценка значимости предикторов из базы данных по отношению к влиянию на термобарические поля Сибири. Построенная модель позволяет лучше понять и прогнозировать положение и интенсивность Сибирского антициклона.

Создана модель «альbedo→температура» радиационного дисбаланса Земли (автор Завалишин Н.Н.), на основании которой получен прогноз динамики приземной температуры Земли при заданном сценарии изменений альbedo.

Построена обратная модель «температура→альbedo» (автор Завалишин Н.Н.), которая реконструирует среднегодовые значения сферического альbedo Земли по известным среднегодовым значениям приземной температуры атмосферы.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

СВ	случайная величина
МО	математическое ожидание
СКО	среднеквадратическое отклонение, стандарт.
$N(0, \sigma)$	нормальный закон распределения с нулевым МОи СКО, равным σ
ЛКМ	локально-климатическая модель
TSI	интегральный поток солнечной радиации
OSR (УКР)	уходящая коротковолновая радиация
OLR (УДР)	уходящая длинноволновая радиация
ЦДА	центр действия атмосферы
САЦ	Сибирский антициклон
ЦПВ	циркумполярный вихрь
ГКЛ	галактические космические лучи
ЦМСС	центр масс Солнечной системы
SOI	индекс Южного колебания
NAO	Северо-Атлантическое колебание

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	8
1. Исходные данные	
1.1. Геофизическая информация	
1.1.1. Данные гидрометеостанций	19
1.1.2. Данные REANALIZ	20
1.1.3. Индексы и параметры	24
1.2. Внеземные данные	
1.2.1. Эфемериды планет, Солнца и Луны	30
1.2.2. Солнце	30
1.3. Определение базового периода	30
1.4. Первичный анализ	32
2 База данных	
2.1. Размещение данных	
2.1.1. Файлы	37
2.1.2. Каталоги	44
2.1.3. Справочники	46
2.2. Программы обработки данных	
2.2.1. Система управления базой данных	51
2.2.2. Автономные программы	54
3 Анализ значимости гелиогеофизических элементов в формировании Сибирского антициклона	
3.1. Алгоритм выбора предикторов, влияющих на интен- сивность и положение Сибирского антициклона	55
3.2. Верификация модели	60
3.3. Поиск наборов факторов, формирующих крупные	

аномалии термобарических полей в Сибири	65
4 Статистическое моделирование динамики термобарических полей Сибири	
4.1. Смещение Солнца от центра масс	72
4.2. Алгоритм вычисления кривизны и кручения по 5-ти точкам	74
4.3. Зависимость солнечной активности от кривизны и кручения траектории Солнца	77
4.4. Влияние смещения Солнца на термобарические поля	81
4.5. Кривизна и кручение траектории Земли	86
5 Модель годового радиационного дисбаланса Земли	
5.1. Предпосылки модели	93
5.2. Модель «альбедо→температура»	97
5.3. Верификация модели	100
5.4. Оценка изменений температуры приземной атмосферы по сценарию изменения альбедо Земли	104
5.5. Модель «температура→альбедо»	111
Заключение	122
Список источников	124
Приложение А.....	131

ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата последних десятилетий ослабило интерес к проблеме отрицательных аномалий температуры, но холодные зимы последних лет (2005-2006 гг., 2007-2008 гг., 2009-2010 гг.) снова заставляют вернуться к проблеме многолетних изменений приземных термобарических полей.

Понимание причин такого рода колебаний климата в Сибирском регионе, построение моделей его изменений и оценка будущих изменений – это и есть цель настоящего исследования.

В основу поиска была положена концепция о зависимости климатических процессов, как от земных факторов, так и от внешних факторов в масштабах времени от нескольких лет до десятилетий.

В Сибири наиболее значимым синоптическим объектом в холодный период года является Сибирский антициклон (САЦ), который и создаёт условия для сильных похолоданий (возможно и обратное влияние температуры на САЦ). В классическом представлении Сибирский (Зимний, Азиатский) антициклон – один из сезонных центров действия атмосферы (ЦДА): область высокого давления над Азией на многолетних средних картах зимних месяцев с центром на территории Монголии. Среднее давление в центре превышает 1030 Мб. Сибирский антициклон в общепринятом понимании является статистическим результатом частого формирования, усиления и стабилизации антициклонов над охлажденным континентом [1]. На начальной стадии этому способствует расположение местности под входом планетарной высотной фронтальной зоны «континент Азии - Тихий океан», а затем процесс усиливается зимним выхолаживанием приземного слоя воздуха над континентом.

С аномальным развитием САЦ связаны наиболее суровые зимы Западной и Восточной Сибири, и не только Сибири. Суть в том, что огромная

область высокого давления, сформировавшаяся над Восточной Сибирью, распространяется до Северного полюса, а оттуда порой «стекает» к югу – в Канаду и Соединённые Штаты. Этот процесс в Северной Америке даже получил специальное название - «Сибирский экспресс». Он может стать причиной резкого похолодания, не только в Сибири, но и на севере и в центре Северной Америки, и даже в южной части - вплоть до Флориды и побережья Мексиканского залива.

Отсюда понятен постоянный интерес не только российских, но и зарубежных исследователей к, казалось бы, региональной проблеме изменчивости Сибирского антициклона и его влияния на многолетние тренды термобарических полей.

Подготовка обзора литературы по проблемам общей циркуляции атмосферы, с особенным вниманием к Сибирскому антициклону, а также мониторинга метеорологических процессов в Северном полушарии, с фиксацией и оценкой гипотез о причинах происходящих процессов, была обязанностью ведущего научного сотрудника, к.ф.-м.н. Г.М. Виноградовой, как профессионального метеоролога с полувековым опытом результативной работы и в производстве, и в науке.

Случилась беда: Галина Михайловна тяжело заболела в январе 2013 года и в июле умерла. От нас ушёл профессионал высочайшего уровня, умная и мудрая женщина. Она оставила след не только в науке: многие годы Галина Михайловна вела научный семинар ФГБУ «СибНИГМИ», читала лекции по метеорологии студентам Новосибирска и Томска, вела занятия с учащимися гидрометеорологического техникума, подготовила для них проект учебника по гидрометеорологии.

Ответственный исполнитель считает своим долгом воспроизвести основные результаты её последних лет, относящиеся к теме настоящего отчёта. Вот как она видела и понимала основные черты общей циркуляции атмосферы Северного полушария и в концентрированном виде изложила.

Западный перенос в атмосфере

Циркуляция атмосферы определяется многими факторами, среди которых наиболее важными являются неравномерность поступления лучистой энергии Солнца к разным широтам Земли, вращение Земли вокруг своей оси, неоднородность земной поверхности, трение. Разница нагревания низких и высоких широт создает в атмосфере силу барического градиента, горизонтальная составляющая которого, в основном, направлена от тропиков к полюсу, что под влиянием отклоняющего действия вращения Земли обуславливает преобладание в тропосфере и нижней стратосфере западных ветров.

Таким образом, атмосферные массы умеренных и высоких широт в основном совершает движение с запада на восток. Формирование циклонического циркумполярного вихря (ЦПВ), обусловленного локализацией в полярной области планетарного очага холода, а в тропической зоне очагов тепла, – одно из наиболее крупномасштабных структурных звеньев общей циркуляции атмосферы. Циркумполярное движение и его проявление - западный перенос наиболее характерная и устойчивая черта атмосферной циркуляции.

Зимой циклонический характер движения воздушных масс во внетропических широтах преобладает на всех уровнях от 850 до 10 гПа (1,5-30 км), т.е. в тропосфере и нижней стратосфере. Летом в северном полушарии ЦПВ ослабевает и сохраняется лишь в слое от 850 до 100 гПа (1,5-16 км), а в нижней стратосфере на уровне 50-30 гПа (20-24 км) формируется антициклональный вихрь, что объясняется особенностями температурного режима нижней стратосферы [2,3].

Положение и интенсивность циркумполярного стратосферного вихря (высота \approx 10 гПа, 29-30 км)

В нижней стратосфере в полярных районах хорошо выражены годовые колебания температуры, которые практически отсутствуют в тропической

зоне.

Зимой в холодном полушарии температура полярной стратосферы опускается до 200 °К (-73 °С), и формируется стратосферный ЦПВ. Таким образом, зимой, в связи с большим охлаждением воздуха в полярной стратосфере, градиент температуры и геопотенциала, как и в тропосфере, направлен от низких широт, в сторону высоких широт, поэтому происходит увеличение скорости западного ветра с высотой. Слой слабых ветров, изолирующих стратосферу от нижележащего слоя, отсутствует.

С началом полярного дня, в марте-апреле, начинается бурный прогрев полярной стратосферы. Температура воздуха в марте возрастает по сравнению с январём в среднем на 15-20° С, а в экстремальных случаях на 30-35° С. Большую роль в тепловом режиме стратосферы, кроме лучистого теплообмена, играет озон. В результате летом планетарный очаг холода сменяется планетарным очагом тепла с соответствующей сменой циркумполярного циклонического вихря на циркумполярный антициклональный вихрь.

Летом, в результате сильного прогрева воздуха в полярном районе, направление градиента температуры становится обратным тропосферному, поэтому в слое 16-20 км появляются слабые ветры неустойчивых направлений, а выше – устойчивые восточные ветры. Тропосферные процессы, какими бы они ни были интенсивными, затухают в этом слое.

Разрушение летнего стратосферного антициклона начинается в августе – сентябре, а формирование зимнего в сентябре – октябре. Зимний полярный циклон обычно называют циркумполярным, но крупные процессы межширотного обмена, часто приводят раздвоению циркумполярного вихря. Локализация центров стратосферного вихря, а также даты осенней и весенней перестройки циркуляции стратосферы, используются в практике долгосрочного прогноза погоды.

Говоря о циркуляции в стратосфере, следует отметить, что в Тихоокеанском секторе локализован стратосферный антициклон, который от

сезона к сезону может менять свою интенсивность, но сохраняется постоянно.

Влияние процессов в верхних слоях атмосферы на процессы в тропосфере изучены недостаточно. Процессы тропосферы и стратосферы взаимосвязаны, хотя вопрос о том, какой слой играет определяющую роль, до сих пор является дискуссионным [3,4].

Квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере

Особенность общей циркуляции атмосферы в экваториальных широтах состоит в том, что в слое от 18-20 км до 35 км в течение примерно одного года господствует восточный зональный перенос, а в течение следующего года – западный. Квазидвухлетняя цикличность отчётливо выражена в зоне 8- 10° по обе стороны от экватора и имеет наибольшую амплитуду на уровне 23 км, где средняя продолжительность цикла составляет 26 месяцев. Каждый из зональных переносов появляется раньше всего в верхних слоях, на уровне около 35 км, и постепенно, со скоростью 1-1,5 км в месяц, распространяется вниз. К тропикам и выше 35 км амплитуда квазидвухлетнего цикла убывает, уступая главную роль амплитуде годового периода.

Исследования показали, что при западной фазе цикла несколько преобладает зональная циркуляция, а при восточной – меридиональная. Х.П.Пагосян предложил гипотезу, согласно которой атмосферная циркуляция подвержена циклическим колебаниям, выражающаяся в усилении и ослаблении макротурбулентного обмена. В одни периоды времени, измеряемые несколькими месяцами (независимо от сезона года), меридиональные процессы ослабевают, и усиливается западная циркуляция, в другие периоды, наоборот, усиливается меридиональная циркуляция. В этом и проявляется цикличность ветра в стратосфере экваториальной зоны. Такая цикличность проявляется одновременно в обоих полушариях. При этом радиационное нагревание воздуха в летнем полушарии происходит столь

интенсивно, что за пределами экваториальной зоны в стратосфере устанавливается устойчивый восточный перенос.

Следует сказать, что квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере – явление довольно сложное. Оно сопровождается не только нарушением продолжительности фаз, но и неустойчивостью меридиональных процессов в течение обеих фаз цикла [5-7].

Планетарные высотные фронтальные зоны, атмосферные фронты и циклоническая (антициклональная) деятельность

Различие в температуре воздуха между тропическими и полярными областями является основной причиной формирования зональной циркуляции. Однако, следует иметь в виду, что градиенты температуры и по широте и по долготе распределены неравномерно. Особенно возрастают температурные контрасты зимой. В тропосфере и стратосфере постоянно возникают высотные фронтальные зоны, с которыми связаны основные запасы потенциальной и кинетической энергии и активная циклоническая деятельность. Высотными фронтальными зонами (ВФЗ) называются переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Размеры ВФЗ огромны. По горизонтали, вдоль основного потока, их протяженность составляет несколько тысяч километров, а ширина – сотни километров (до 1000 км), вертикальная мощность – несколько километров (до 10 км). ВФЗ являются областями атмосферы, в которых сконцентрировано огромное количество энергии, поскольку в них наблюдаются значительные горизонтальные градиенты давления (следовательно, и скорости ветра) и температуры. Именно ВФЗ обладают большими запасами кинетической и внутренней энергии, именно в них происходит преобразование одного вида энергии в другой. Та часть ВФЗ, где в направлении потока наблюдается сходимости изогипс, называется входом ВФЗ, а та часть, где в направлении потока наблюдается расходимость

изогипс - дельтой ВФЗ. С ВФЗ всегда связан хотя бы один высокий тропосферный фронт. Отдельные ВФЗ, сливаясь одна с другой, образуют синоптический объект ещё более крупного планетарного масштаба – планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ). ПВФЗ на огромных участках располагаются преимущественно зонально, но могут иметь волны большой амплитуды меридионального направления. Процессы образования и развития барических систем тесно связаны с ВФЗ, и именно с процессами цикло- и антициклогенеза связано образование волн в области ПВФЗ, её ветвление и деформация.

В климатическом плане существуют две основные ПВФЗ. Одна ПВФЗ опоясывает полушарие по периферии Полярного бассейна и разделяет арктические воздушные массы и воздушные массы умеренных широт. Другая - разделяет воздушные массы умеренных широт и субтропиков. Существует несколько гипотез возникновения ПВФЗ, но наиболее распространенной является теория, объясняющая их возникновение различием в скорости зонального перемещения ложбин и гребней в различных широтных зонах.

Россби получил для скорости смещения длинных волн в атмосфере следующую формулу:

$$C = \bar{U} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad .$$

где C – скорость смещения волны,

\bar{U} – скорость зонального потока,

L - длина волны,

$\beta = \frac{dl}{dy}$ - изменение параметра Кориолиса с широтой.

Если L относительно мала, то $\bar{U} > \frac{\beta L^2}{4\pi^2}$ и, следовательно, волны

смещаются с запада на восток. Волны синоптического масштаба, связанные с подвижными циклонами и антициклонами умеренных широт, обычно

перемещаются на восток. Когда $\bar{U} \approx \frac{\beta L^2}{4\pi^2}$, волны становятся малоподвижными и стационарируют. При ещё больших значениях L , т.е. при $\frac{\beta L^2}{4\pi^2} > \bar{U}$, волны движутся с востока на запад.

Выделяют зональное и меридиональное состояние атмосферной циркуляции. Для зонального состояния характерны высокие значения \bar{U} в умеренных широтах и большие волновые числа ($n=5\dots 10$). Преобладает быстрый перенос большинства синоптических объектов с запада на восток. Меридиональное состояние характеризуется небольшими волновыми числами и стационарированием или медленным смещением высотных ложбин и гребней. С высотными фронтальными зонами связаны атмосферные фронты, на которых развивается циклоническая (антициклональная) деятельность. Над акваториями Атлантического и Тихого океанов в холодное время года усиливаются процессы циклогенеза и активируются центры действия атмосферы – Исландская и Алеутская депрессии.

Ледяной щит Гренландии является очагом формирования холодных воздушных масс. Северные районы Гренландии ещё Б.П. Мультановский рассматривал как важнейший антициклональный центр действия атмосферы в европейском синоптическом районе. Холодный воздух Гренландии проникает в тыловые части атлантических циклонов, способствует их регенерации и дальнейшему углублению. Над северными частями Гренландского, Норвежского и Баренцева морей располагается южная периферия арктического антициклона. Холодный восточный перенос преобладает здесь в течение всего года, особенно усиливаясь зимой. Гренландия служит препятствием восточному переносу в нижней тропосфере, что приводит к усилению затоков холодного воздуха в тыловые части циклонов, находящихся в районе Исландии.

Особенностью условий формирования очага циклонической деятельности над Баренцевым морем является наличие тёплых вод в

южной части моря и ледяного покрова в его северной части и в Карском море. Район Карского моря и полуостров Таймыр также являются важным центром действия атмосферы. Антициклональные вторжения из района Таймыр – Карское море обуславливают экстремальные похолодания на значительных пространствах Евразии, Казахстана, Западной Сибири и Средней Азии [2,3].

Типы атмосферной циркуляции во внетропических широтах

По характеру преобладающих тропосферных переносов выделяют типы атмосферных процессов над определёнными районами и широтами Северного полушария. Классификаций много, и в России, и за рубежом, но основное разделение - на зональный и меридиональный типы циркуляции.

При зональном типе циркуляции над значительной частью полушария, или даже над всем полушарием, господствует хорошо выраженный западный перенос воздуха. Это значит, что в крупномасштабном распределении давления высокое давление занимает низкие широты, а низкое давление – высокие. Общий перенос воздуха происходит с запада на восток, в том же направлении достаточно быстро перемещаются и подвижные циклоны и антициклоны. На высотных картах барической топографии изогипсы в этом типе циркуляции, в общем, имеют зональное направление. Они образуют волнообразные колебания соответственно прохождению подвижных циклонов и антициклонов у земной поверхности. Волны давления также перемещаются в восточном направлении, амплитуды их сравнительно невелики. Вторжения холодного воздуха в низкие широты в тыловых частях циклонов непродолжительны и не проникают далеко, поэтому межширотный обмен теплом ослаблен.

При меридиональном типе циркуляции во внетропических широтах имеются интенсивные высокие и малоподвижные циклоны и антициклоны. Это холодные центральные циклоны и блокирующие антициклоны. Они

простираются до больших высот, поэтому западный перенос воздуха в тропосфере нарушается. В верхней тропосфере на картах барической топографии при этом типе циркуляции видны малоподвижные волны давления с большой амплитудой; изогипсы образуют хорошо выраженные обширные ложбины, простирающиеся в низкие широты. Поэтому, даже в высоких слоях тропосферы, воздушные течения приобретают большие меридиональные составляющие. В передних частях циклонов и в тыловых частях антициклонов устанавливаются мощные воздушные течения, направленные из низких широт в высокие, а в тыловых частях циклонов и в передних частях антициклонов - наоборот, из высоких широт в низкие. Происходит интенсивный обмен воздухом и теплом между низкими и высокими широтами.

Зональный тип циркуляции связан с адвекцией воздуха с Атлантического океана глубоко внутрь континента Евразии. Меридиональный тип связан с глубокими проникновениями холодных масс арктического воздуха к югу и напротив, тёплых масс воздуха из субтропиков в высокие широты. Как зональный, так и меридиональный тип циркуляции проявляется с разной степенью интенсивности в разных секторах Земли [2, 8].

В первом разделе отчёта даётся информация о первичных данных, которые анализируются и обобщаются в настоящем исследовании. Определяется базовый период 1951-1980 гг., относительно которого вычисляются «аномалии». Проводится предварительный анализ «в целом» межгодовых изменений элементов в атмосфере Земли, Северного полушария и Сибири.

Во втором разделе приводятся сведения о ранее созданной базе данных технологии «Кассандра-Сибирь», в которой размещается и из которой выбирается первичная информация. База так и была задумана, чтобы в ней можно было хранить в едином стандартном формате, без ограничений по элементам, разрешению, времени и месту, всю первичную информацию,

собранныю в процессе выполнения разнообразных НИОКР. Сама технология «Кассандра-Сибирь» нацелена не только на научно-исследовательскую, но и на оперативно-производственную работу [9,10]. В 2013 году была подана заявка, и было получено Свидетельство о государственной регистрации базы данных технологии «Кассандра-Сибирь» [11].

Для работы с данными имеются СУБД и комплекс автономных программ, созданные в ФГБУ «СибНИГМИ». На одну из таких автономных программ в 2013 году была подана заявка, и было получено Свидетельство о государственной регистрации «Программы оценки математического ожидания случайного процесса кусочно-линейной функцией» [12]. На 2014 год планируется подача заявки на государственную регистрацию всего программного обеспечения технологии «Кассандра-Сибирь».

В третьем разделе рассматривается межгодовая и пространственная изменчивость термобарических полей в Западной и Восточной Сибири. Оценивается влияние земных и внеземных причин на изменения интенсивности и положения САЦ.

Четвёртый раздел посвящён анализу и моделированию солнечно-земных связей.

В пятом разделе строятся модели, связывающие изменения планетарного альбедо Земли с температурой приземной атмосферы: модель «альбедо→температура» и обратная модель «температура→альбедо». На основе проведённых исследований даётся перспективная оценка ожидаемых изменений термобарических полей в Западной и Восточной Сибири.

1 ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

1.1 Геофизическая информация

1.1.1 Данные гидрометеостанций

Для ввода в базу данных выбран набор из 18 синоптических элементов:

N, dd, ff, T, Td, Po, P, Tmax, Tmin, Es, hs, ts, Tz, Tminz, T24, Tmin2z, fmax, R24 (в кодировке КН-01);

и набор аэрологических элементов:

d00, t00, r00, d85, t85, r85, d50, t50, r50, w50, v50, d25, t25, r25, d10, t10, r10.

Выбрана сеть ГМС. Основу сети составили станции из сети климатических станций GSN с уплотнением сети по следующим синоптическим районам: 20-38, 44. Кроме того, были добавлены станции Южного полушария и высокоширотные в Северном полушарии. Общее количество станций в сети составило 2024 ГМС. Скачаны из Интернета и введены в базу многолетние синоптические данные суточного разрешения по указанной сети ГМС. Данные получены с сайта:

<http://www.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/res40.pl?page=gsod.html>

Для аэрологической сети были выбраны все ГМС, идущие в каналах связи Росгидромета и имеющиеся в справочнике ВМО: 556 ГМС.

Отсканированы с карт ГМЦ ЗапСиб УГМС аномалии давления на уровне моря среднемесячного разрешения за январь-апрель и сентябрь-декабрь по 20-38 синоптическим районам за период 1958-2012 гг.

1.1.2 Данные Реанализа NCEP/NCAR

Данные NCEP/NCAR Reanalysis получены с сайта NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado <http://www.esrl.noaa.gov/psd>.

Сведения о данных, выложенных на сайт, находятся в статьях [13,14].

Выражаем благодарность создателям сайта за представленную информацию.

Данные скачаны за период с 1949 и по 2012 год включительно по следующим элементам:

- геопотенциальная высота уровней 1000, 850, 500, 250 и 100 mb;
- температура атмосферы на уровнях 1000, 850, 500, 250 и 100 mb;
- зональная и меридиональная компоненты ветра на уровне 500 mb;
- давление и температура, приведённые к уровню моря;
- уходящая длинноволновая радиация (интерполированная).

Разрешение данных – декадное, за исключением температуры атмосферы на 1000 mb и приведённой к уровню моря, которая взята за 2006-2012 годы с суточным разрешением.

Регион: оба полушария по сетке 2,5x2,5 градуса. Общее количество узлов сетки составило 144x73=10512 узлов. Из них были удалены по 144 фиктивных узла на полюсах.

Вычисление средних значений по всем узлам, очевидно, не является средним по всему земному шару, так как плотность узлов в высоких широтах в разы больше плотности узлов в районе экватора. В дальнейшем будут вычисляться средние по Земле, полушариям и секторам. В качестве базовой взята сеть узлов 2,5x2,5 градуса. Перенумеруем широтные пояса Северного полушария, начиная с пояса 0-2,5 градуса. И пусть R – радиус Земли, $\Delta = 2,5\pi/180$ радиан. Тогда площадь k -го широтного пояса в долготном секторе размером $m\Delta$ радиан есть

$$S_k = \int_{k\Delta-\Delta}^{k\Delta} 2\pi R^2 \cos(x) dx = \frac{4\pi^2 R^2}{m\Delta} (\sin(k\Delta) - \sin(k\Delta - \Delta))$$

Следовательно, площадь S_k относительно площади всего сектора S_0 от $k_1\Delta$ до

$k_2\Delta$ по широте и $m\Delta$ по долготе есть

$$e_k = \frac{S_k}{S_0} = \frac{\sin(k\Delta) - \sin(k\Delta - \Delta)}{\sin(k_2\Delta) - \sin(k_1\Delta - \Delta)} \quad (1.1)$$

Для полушарий $k_1=1$, $k_2=36$, а глобальное среднее есть среднее из полушарий. Для Западной и Восточной Сибири $k_1=20$, $k_2=30$.

Работать с сеткой, насчитывающей более 10 тысяч узлов, очень сложно: ковариационные матрицы становятся плохо определёнными. Поэтому возникла задача о переходе на более разреженную сеть при гарантии, что не будет существенного искажения информации об исходных термобарических полях.

Сделаем 2 упрощения:

- 1) Перейдём на сетку 5x5 градусов;
- 2) Проредим эту сетку так, чтобы в каждом 5-градусном широтном поясе средняя площадь на один узел была бы примерно одинаковой.

Начнем с оценки ошибки при переходе с сети 2,5x2,5 градуса на сеть 5x5 градусов. Среднее по полушарию значение метеоэлемента X для сетки 2,5x2,5 есть

$$\bar{X}_1 = \sum_{k=1}^{36} e_k X_k,$$

где X_k – среднее значение метеоэлемента в k -ом широтном поясе.

Перейдём на сетку 5x5 градусов. Тогда средневзвешенное по этой сетке будет

$$\bar{X}_2 = \sum_{k=1}^{18} (e_{2k} + e_{2k-1})(X_{2k} + X_{2k-1})/2$$

Смотрим разницу по сеткам:

$$X_2 - X_1 = \sum_{k=1}^{18} (e_{2k} + e_{2k-1})(X_{2k} + X_{2k-1})/2 - \sum_{k=1}^{18} e_{2k} X_{2k} + e_{2k-1} X_{2k-1} =$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{k=1}^{18} e_{2k} ((X_{2k} + X_{2k-1})/2 - X_{2k}) + \sum e_{2k-1} ((X_{2k} + X_{2k-1})/2 - X_{2k-1}) = \\
&= \sum_{k=1}^{18} e_{2k} (X_{2k-1} - X_{2k})/2 + \sum_{k=1}^{18} e_{2k-1} (X_{2k} - X_{2k-1})/2 = \\
&= 0,5 \sum_{k=1}^{18} (e_{2k-1} - e_{2k})(X_{2k} - X_{2k-1}) \tag{1.2}
\end{aligned}$$

Заметим, что в (1.2) первый сомножитель под знаком суммы всегда положителен в силу монотонности весов e_k . Поэтому, знак смещения в (1.2) определяется характером изменения метеоэлемента при движении от экватора к полюсу: смещение будет отрицательным, если метеоэлемент убывает и положительным в противоположном случае.

Теперь проредим сеть. В таблице 1.1 приведено количество узлов для различных 5-градусных широтных поясов Земли, при условии равной плотности их распределения по поясам. Во второй колонке таблицы указана центральная широта пояса. В третьей – площадь широтного пояса по отношению к площади первого пояса. В четвёртой – количество точек в данном широтном поясе. Узлы удалялись на регулярной основе, например, удалялся каждый шестой узел для седьмого широтного пояса. Общее количество узлов таким образом прореженной сети составило 827 узлов для одного полушария или 1654 узла для всей Земли.

Посмотрим, как повлиял переход на 5-градусную сетку с последующим прореживанием сети узлов. В таблице 1.2 собраны результаты оценки.

Анализировались геопотенциальные высоты и температура на этих высотах. Для каждого года «смещение» вычислялось как разность между средним значением по 827 узлам и средним по всем узлам сетки 2,5x2,5 с весами, пропорциональными площади широтного пояса Северного

Таблица 1.1 – Равномерное распределение узлов по широтным
поясам Земли

№ п/п	Центральная	Относительная	Количество точек в поясе
	широта (град.)	площадь пояса	
1	2,5	1,000	72
2	7,5	0,992	71
3	12,5	0,977	70
4	17,5	0,955	69
5	22,5	0,925	67
6	27,5	0,888	64
7	32,5	0,844	61
8	37,5	0,794	57
9	42,5	0,738	53
10	47,5	0,676	49
11	52,5	0,609	44
12	57,5	0,538	39
13	62,5	0,462	33
14	67,5	0,383	28
15	72,5	0,301	22
16	77,5	0,217	16
17	82,5	0,131	9
18	87,5	0,044	3

полушария. Находилось среднее смещение за период 1949-2012 гг., которое представлено в табл. 1.2. Далее для каждого года находились среднеквадратическое отклонение (СКО), минимум, максимум метеоэлемента и вычислялся его размах. Под «ошибкой» понимается коэффициент вариации, то есть отношение СКО метеоэлемента к его размаху, выраженное в процентах.

Из таблицы видно, что смещение значительно для всех метеоэлементов:

оно сопоставимо с размахом. В то же время ошибки аномалий небольшие, в пределах 1.5% процентов.

Следовательно, на прореженной сети нужно или вносить поправку на смещение, или работать с аномалиями. В частности, ковариационные функции по прореженной и глобальной сетям будут отличаться незначительно. Этот результат позволяет на 2 порядка уменьшить размерность матриц, и мы им воспользуемся в разделе 3.

Таблица 1.2 – Ошибки при переходе к сетке 5x5 градусов с прореживанием узлов по широтным поясам

Метеоэлемент	Единица измерения	Смещение	СКО	Размах	Ошибка %%
T1000	°С	-0,55	0,014	1,12	1,3
T850	°С	-0,44	0,008	1,44	0,6
T500	°С	-0,43	0,007	0,48	1,5
T250	°С	-0,23	0,014	1,37	0,8
T100	°С	0,47	0,037	2,69	1,4
H1000	гп метр	0,483	0,147	10,2	1,4
H850	гп метр	-1,97	0,149	13,5	1,1
H500	гп метр	-8,62	0,186	28,4	0,7
H250	гп метр	-16,6	0,321	90,4	0,4
H100	гп метр	-11,9	0,754	84,8	0,9

1.1.3 Индексы и параметры

Для численного выражения зональности или меридиональности циркуляции применяются различные цифровые показатели, так называемые индексы циркуляции. Для характеристики зональной циркуляции Россби предложил вычислять геострофическую зональную составляющую скорости

ветра U и по крупным секторам и по широтным зонам полушария. Эти осреднённые значения U получили название индекса Россби.

В работах Е.Н. Блиновой для диагностической характеристики зональной циркуляции используется индекс

$$\alpha = \frac{\bar{U}(\varphi)}{R \cos \varphi} ,$$

где R - радиус Земли,

φ - широта.

\bar{U} – осреднённая зональная скорость геострофического ветра вдоль круга широты.

Параметр α представляет собой угловую скорость вращения атмосферы, рассматриваемой как твёрдое тело, относительно земной поверхности. Он получил название индекса атмосферной циркуляции Е. Н. Блиновой. Этот индекс рассчитывается и публикуется, он характеризует зональную циркуляцию атмосферы Северного полушария и используется в практике долгосрочного прогноза погоды (ДПП). Однако, хотя этот индекс обобщённо отражает зональность движения атмосферы по полушарию, с региональной макропогодой он, как правило, связан слабо.

Для оценки региональной интенсивности циклонической - антициклональной деятельности над первым естественно – синоптическим районом (45° з. д. до 95° в.д.) Л.А. Вительс выделил 8 районов и получил для них многолетние ряды числа дней с антициклональной циркуляцией. Районы по Л.А. Вительсу:

- | | |
|----------------------|-----------------------------------|
| 1. Районы Исландии | 2. Баренцево море |
| 3. Север Сибири | 4. Север ЕТ России |
| 5. Азорский максимум | 6. Западная Европа |
| 7. Юг ЕТ России | 8. Юг Зап. Сибири, север Казахст. |

Количественную оценку зональных и меридиональных воздушных переносов предложил А.Л. Кац. Индексы А.Л. Каца позволяют количественно оценить интенсивность и направление воздушных переносов на различных уровнях и в различных регионах. Путем подсчета числа пересечений изобар (изогипс) с отрезками меридианов (n) и параллелей (m) рассчитываются средние для района градиенты давления $\frac{\partial p}{\partial y}$ и $\frac{\partial p}{\partial x}$. Эти средние градиенты и используются в качестве индексов циркуляции:

$$J_z = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1)i} ,$$

$$J_m = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi} .$$

Здесь n – число пересечений изобар (изогипс) с отрезками меридианов между φ_1 и φ_2 ; i – число меридианов; m – число пересечений изобар (изогипс) с отрезками параллелей между меридианами λ_1 и λ_2 ; j – число

параллелей; $\frac{1}{\cos \varphi}$ – постоянный множитель для каждой параллели, учитывающий изменение длины её отрезка в зависимости от широты φ . Индексы циркуляции Каца нашли применение в целом ряде диагностических и прогностических задач и широко используются при классификации макропроцессов.

В настоящее время наибольшее распространение получила классификация атмосферной циркуляции Г.Я.Вангенгейма - А.А.Гирса, основанная на учёте длинных термодинамических волн, наблюдаемых в толще тропосферы и нижней стратосферы. Многообразие форм атмосферной циркуляции над атлантико-евразийским (первым) сектором Северного полушария (район к северу от 30° с.ш. от Гренландии до р. Енисей) Г.Я. Вангенгейм делит на три формы: западную W, восточную E и

меридиональную С. Для формы W характерен слабовозмущённый западно-восточный перенос. Зональные процессы в средней тропосфере характеризуются наличием околполярного циклонического вихря с почти круговыми изогипсами. Меридиональные градиенты геопотенциала значительны, а зональные почти отсутствуют. При форме E гребень повышенного давления расположен над европейской территорией России, а ложбины пониженного давления над Западной Европой и Западной Сибирью. В случае формы С, поле давления противоположно: гребни расположены над Западной Европой и Западной Сибирью, а ложбины - над европейской территорией России.

Позже А.А. Гирс, используя те же принципы классификации, что и Г.Я. Вангенгейм, обобщил все формы атмосферной циркуляции во втором естественно-синоптическом районе (тихоокеанский-американский) Северного полушария (95° в.д. до 165° з.д.) тоже в три формы: З, M_1 и M_2 . К форме З (аналогичной форме W в первом секторе) относятся зональные процессы со слабовыраженным западно-восточным переносом. Меридиональные процессы M_1 и M_2 аналогичны процессам С и Е в первом секторе и отражают основные особенности циркуляции над океаническими и континентальными районами (W и З, С и M_1 , Е и M_2). При M_1 гребень повышенного давления расположен над северной частью Тихого океана, а ложбина - над западом Северо-американского континента. При форме M_2 , наоборот, над северной частью Тихого океана имеется ложбина, а над Северо-американским континентом – гребень.

Данные о формах циркуляции за каждый день имеются с 1900 года по настоящее время и непрерывно вычисляются в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте.

Формы атмосферной циркуляции Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса характеризуют климатический режим соответствующих секторов Северного полушария. При зональных процессах W и З отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в высоких, а положительные - в

умеренных и субтропических широтах соответствующих секторов Северного полушария. При меридиональных формах Е, С, М₁ и М₂ положительные аномалии температуры и давления в среднем отмечаются в гребнях, а отрицательные - в ложбинах.

Аномалии осадков обычно обратные аномалиям давления: они положительны в ложбинах и отрицательны в гребнях. Очаги аномалий температуры обычно бывают смещены к западу, а давления и осадков – к востоку от соответствующих высотных гребней и ложбин. Реальные атмосферные процессы не всегда вписываются точно в схемы, предлагаемые Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом, но они чётко разграничивают характер процессов – широтные они или меридиональные.

Более уточнённая классификация меридиональных процессов предлагается в классификации Каца А.Л. Вместо двух форм меридиональных процессов Е и С Г.Я. Вангенгейма он рассматривает четыре формы меридиональной циркуляции в зависимости от положения высотного гребня в средней тропосфере: западная (З), центральная (Ц), восточная (В) и смешанная (С). Основной особенностью тропосферного поля формы З является локализация высотного гребня над Британскими островами или Западной Европой, а высотной ложбины над востоком Европейской территории России. Над Западной Сибирью при этом процессе располагается передняя часть высотной ложбины, обуславливающая западные или юго-западные потоки.

Тропосферное поле формы С (по А.Л. Кацу) отличается от формы З тем, что ось высотной ложбины сдвинута к западу примерно на 20° по долготе, а над востоком Европейской территории бывшего СССР и прилегающими районами Западной Сибири располагается высотный гребень. Такое положение высотного гребня обуславливает над Западной Сибирью господство северо-западных, северных и северо-восточных потоков. Преобладание этих форм циркуляции в холодную половину года является следствием влияния тёплой океанической поверхности на формирование

высотного гребня над восточной частью Атлантики и прилегающими районами Западной Европы.

При меридиональных процессах центрального положения гребня (форма Ц), ось высотного гребня проходит по линии Бухарест – Минск – Мурманск, а высотная ложбина располагается над Западной Сибирью с осью примерно по 70° - 80° в.д., обуславливая над этим районом северо-западные и северные потоки. Меридиональная форма восточного положения высотного гребня (В) отличается тем, что ось гребня проходит по линии Тбилиси – Куйбышев – Нарьян-Мар. Над Западной Сибирью так же, как и при форме С, в средней тропосфере господствуют северо-западные, северные и северо-восточные потоки. Таким образом, три из четырех меридиональных форм циркуляции (исключая З) обуславливают над Западной Сибирью отрицательные аномалии температуры воздуха [5].

Типизация меридиональных процессов по А.Л. Кацу особо широкого распространения не получила, чего не скажешь об индексах А. Л. Каца меридиональности и зональности атмосферы по отдельным районам Северного полушария и по полушарию в целом.

Кроме индексов общей циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса, Вительса, Каца, Блиновой в базу данных также введены такие глобальные индексы как:

SOI – индекс Южного колебания,

NAO – индекс Северо-Атлантического колебания

Индексы геомагнитной активности: A_p , D_{st} , AE, AU.

LOD - аномалии длины дня.

1.2 Внеземные данные

1.2.2 Эфемериды планет, Солнца и Луны

Эфемериды всех планет Солнечной системы, Солнца и Луны вычислены по модели Астрономической обсерватории Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, авторам которой выражаем благодарность.

Вычисления производились с 1600 по 2500 г.г. на 00 СГВ с суточным шагом по времени, в гео- и гелиоцентрической эклиптической и экваториальной системах сферических и декартовых координат.

1.2.3 Солнце

Введены в базу показатели суточного разрешения: числа Вольфа и площади солнечных пятен, геомагнитной и солнечной активности на уровне орбиты Земли за период 1965-2010 гг.: температура протонов; плотность протонов; скорость плазмы; отношение частиц Альфа/Протоны; межпланетное магнитное поле: сектора, вектор напряженности (модуль, широта и долгота V_x , V_y , V_z в системах координат GSE, GSM); индексы Dst, Ap, AL, AU, F10.7.

1.3 Определение базового периода

Для работы с «аномалией» необходимо определить понятие «нормы». По рекомендации ВМО под нормой следует понимать среднее значение элемента, вычисленное по 30-летнему интервалу. Вопрос, по какому именно интервалу? Так, в долгосрочном прогнозировании такими интервалами

были: 1951-1980 гг., 1961-1990 гг., 1971-2000 гг., и в последнее время 1981-2010 гг. В этом есть свой смысл: норма прогнозируемого на следующий год элемента – это среднее последних десятилетий и прогноз вычисляется и оценивается относительно таких «норм». Но, вряд ли такое определение нормы подойдет при исследовании вековых изменений климата. Здесь нужен другой взгляд.

Возможны два варианта: либо принять рекомендацию ВМО и поискать наиболее подходящий 30-летний период для вычисления нормы, либо отказаться от жёсткой фиксации базового интервала и постулировать, что норма есть оценка математического ожидания случайного процесса кусочно-постоянной (в общем случае – кусочно-линейной) функцией и предложить соответствующий алгоритм её оценки, как сделано в работах [15, 16].

В настоящем отчёте будем следовать рекомендации ВМО, то есть поставим задачу поиска наиболее подходящего 30-летнего базового интервала. С этой точки зрения надо сформулировать критерий для поиска нормы. В работе [17] «норма» определяется как период, в котором существует баланс тепла между верхним и глубинным слоями Мирового океана.

Нулевой баланс между слоями Мирового океана означает стабильность тепловых потоков в гидросфере и, как следствие в атмосфере. Следовательно, можно предположить, что та серия лет, в которой минимально изменяются такие среднегодовые значения как температура поверхности Мирового океана или температура нижней атмосферы и будет ближе всего к искомой норме.

В качестве серии лет возьмем 31-летний скользящий интервал, а за меру стабильности примем среднеквадратическое отклонение (СКО):

$$\bar{x}_k = \frac{1}{31} \sum_{j=-15}^{j=15} x_{k+j} \quad \sigma_k = \sqrt{\frac{1}{31} \sum_{j=-15}^{j=15} (x_{k+j} - \bar{x}_k)^2}$$

Исходные данные для расчёта взяты из [18]. Для атмосферы над

Мировым океаном и в целом для приповерхностной атмосферы минимум СКО достигается в начале 60-х годов (рис. 1.1), то есть наиболее близкий к минимуму СКО стандартный 30-летний интервал есть интервал 1951-1980 гг. Заметим, что именно на этот интервал опираются авторы [18] при расчёте «аномалий».

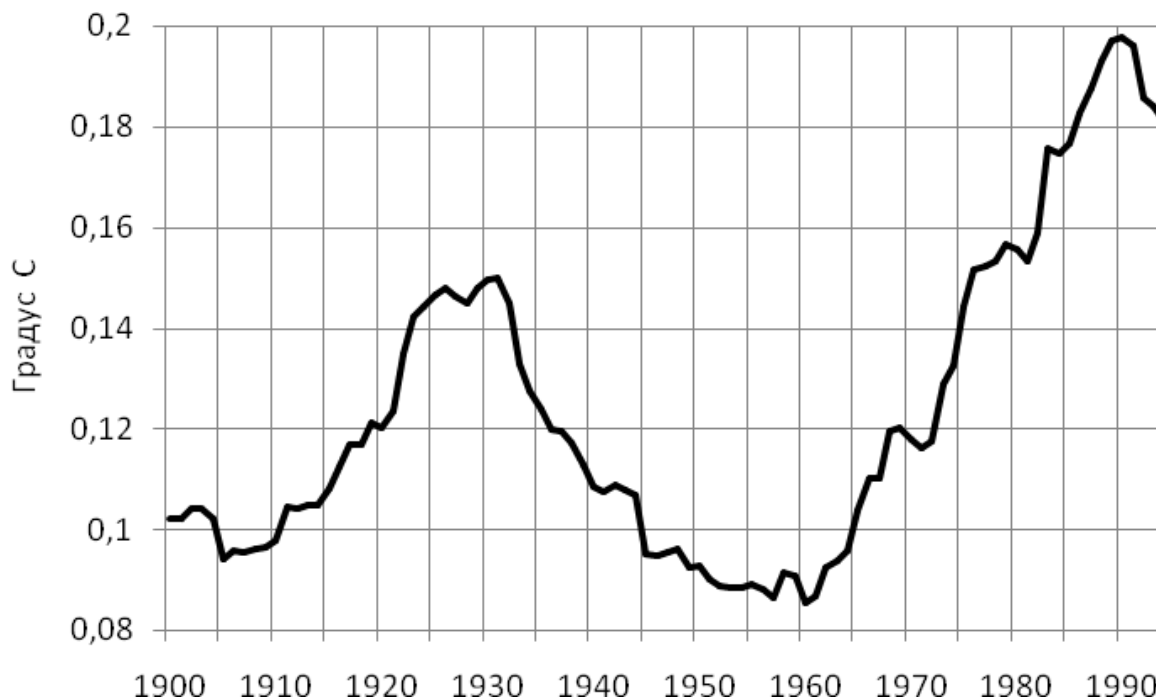


Рис. 1.1 – Среднеквадратическое отклонение глобальной приземной температуры воздуха по 31-летнему интервалу.

Поэтому интервал 1951-1980 гг. по умолчанию примем за базовый для расчёта «норм» элементов. Если потребуется переход на иные «нормы», будем отдельно оговаривать такие переходы.

1.4 Первичный анализ

Цель настоящего подраздела – посмотреть в целом на межгодовые изменения, происходящие в атмосфере Земли, Северного полушария и Сибири.

Важнейший показатель – уходящая длинноволновая радиация (УДР или OLR). Рис. 1.2 показывает, что динамика УДР по полушариям синхронна, то есть проблема глобальная. Если сравнить динамику УДР с динамикой альbedo Земли, которая имела тренд на уменьшение до конца прошлого века, то возникает естественный вопрос: что же произошло в 1990-1993 гг.? Почему уменьшение альbedo Земли, зафиксированное инструментально с начала 80-х годов и до конца XXI века, не вызвало соответствующего увеличения УДР? Антропогенным фактором это не объяснить, учитывая существование вторичного минимума УДР в 2000 году. И здесь не поможет даже учёт тепловой инерции Мирового океана.

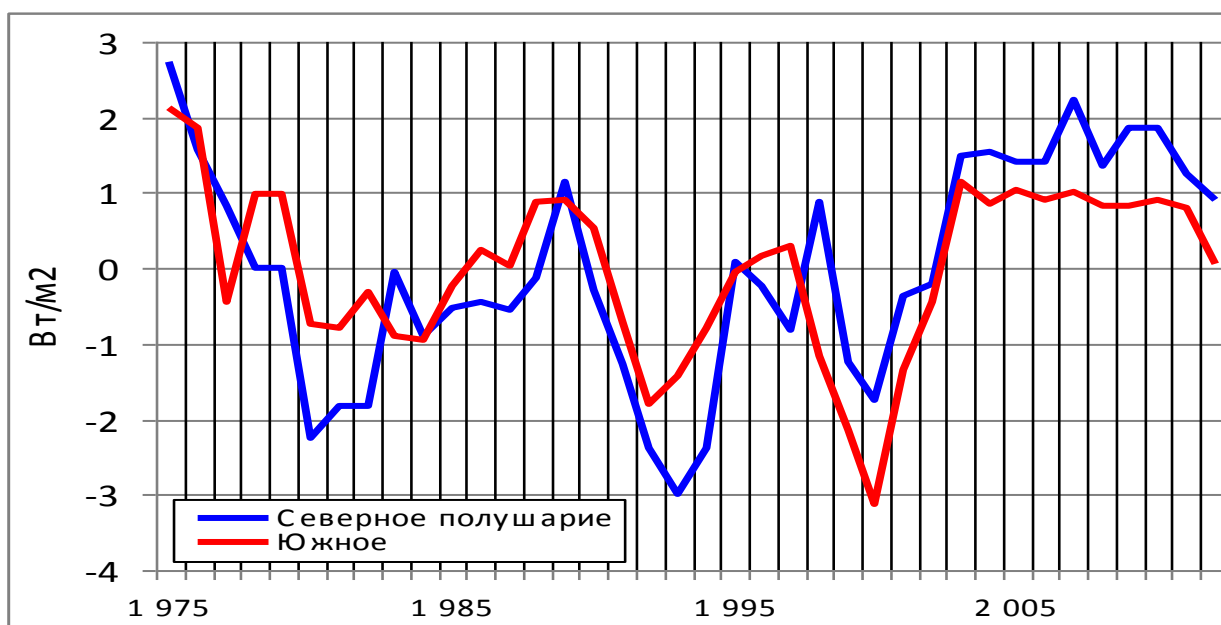


Рис. 1.2 – Аномалии уходящей длинноволновой радиации («Норма»: 1975-2012 гг.)

Вероятней всего, и это, конечно, пока гипотеза, уменьшение альbedo с начала 80-х годов привело, естественно, к повышению приземной температуры и к увеличению испаряемости влаги из Мирового океана. Что увеличило содержание влаги в атмосфере, а, значит, уменьшило альbedo и уменьшило УДР, так как водяной пар является основным парниковым газом. Две ветви спада с 1990 и 1997 года можно объяснить этим механизмом отрицательной обратной связи. Было бы странно, если бы Земля не обладала

таким механизмом стабилизации, который работает и очень эффективно работает, но в ограниченных временных пределах. Регулярные оледенения Земли свидетельствуют, что возможности этого механизма не безграничны в масштабах тысяч и десятков тысяч лет.

Посмотрим на температуру атмосферы. На рис. А.1 Приложения А (в дальнейшем будем опускать ссылку на приложение) представлены сумма аномалий температуры атмосферы на различных геопотенциальных поверхностях. Видно, что на уровнях ниже 100 гПа аномалии температур продолжают оставаться выше нормы, начиная с начала 80-х годов прошлого века. И только в нижней стратосфере с конца 90-х годов аномалии температуры стали отрицательными. Такая же картина наблюдается и по полушариям, и по полугодиям.

В нижнем слое на уровне 1000 гПа аномалии температур Северного полушария холодного (I-III, X-XII) и тёплого периодов (IV-IX) практически совпадают, и, после роста с 80-х годов до уровня 0,7 °С, больше не увеличиваются в последние 5-7 лет (рис. А.2). Для сравнения на рис. А.3 показаны графики аномалий глобальных температур на H1000, вычисленные по полной сетке узлов и прореженной сетке, с учётом весов каждого широтного пояса. Различие, особенно в период потепления, весьма значительное: почти в 2 раза завышается аномалия.

По Сибири (от 50 до 75 с.ш.; от 60 до 120 в.д.) аномалии температур на H1000 имеют свои особенности (рис. А.4): тренд на потепление достиг 2 °С, но в последние годы проявилась тенденция к похолоданию в холодный период года. Изменения аномалий температур отдельно для северной и южной частей Сибири (граница- 60 с.ш.) представлено на рис. А.5-А.6. Из рисунков видно, что похолодание последних лет происходит только в южной части Сибири в холодный период года, где аномалии опустились до отрицательных значений. В тёплый период аномалии достигли максимального уровня под 3 °С в 2011-2012 гг.

Более детально перераспределение аномалий декадных температур на

H1000 по Сибири представлено на рис. А.7. Алгоритм вычислений: для каждой декады была найдена аномалия, затем для каждого года находилась подекадная сумма аномалий от 1-й до 36-й декады. На рисунок вынесены следующие года: 1972, 1982, 1992, 2002, 2012. Хорошо видно замедление потепления, если сравнить рост от 1992 года до 2002 года с ростом от 2002 до 2012 года. Графики обладают удивительным подобием, особенно в экстремумах: рост до 4-й декады и, следом глубокий минимум в 5-й декаде; выход всех графиков к нулю в 21-й 26-й и 33-й декадах. Эти календарные особенности изменений аномалий температуры воздуха в период потепления требуют отдельного анализа.

Перейдём к давлению и геопотенциалу. На рис. А.8 представлены аномалии H1000 в геопотенциальных метрах по полушариям и для Сибири. Видна асинхронность между полушариями: в Северном полушарии отмечается рост с 1980-х годов в среднем на 2-4 метра, а в Южном – падение на 4 метра. Причём над Сибирью аномалии геопотенциала демонстрируют якобы автономность от глобального геопотенциала (о чём ниже). Они имеют многолетний тренд к уменьшению аномалий и лишь в 2012 году эта тенденция прерывается аномалией геопотенциала более 15 метров. Заметим, что на уровне моря и на H850 (рис. А.9) происходят аналогичные изменения. Но на более высоких уровнях, начиная с H500 графики геопотенциала по полушариям становятся синхронными (рис. А.10-А.12). Так для H250 коэффициента корреляции между геопотенциалами полушарий равен 0.93, и это на фоне мощного двухлетнего цикла.

Рис. А.12, на наш взгляд, является яркой иллюстрацией идеи Лоренца о «почти интранзитивном» характере гидрометеорологических процессов: до 1978 года был один уровень стабильности, а с 1979 стал другой. Не исключено, что позже геопотенциал вернётся к своим предыдущим значениям, хотя и необязательно. Важен факт локальной стабильности с быстрым переходом в другую область многолетней стабилизации.

Заканчивая рассмотрение геопотенциала, покажем на рис. А.13

относительный геопотенциал H500-H1000, который демонстрирует синхронность энергетических процессов в нижней тропосфере Сибири с процессами в Северном полушарии, в отличие от аномалий абсолютного геопотенциала H1000.

Следующий элемент – ветер на H500. Среднегодовые аномалии зональной и меридиональной компонент ветра Земли на H500 представлены на рис. А.14. Видна стабильность зональной компоненты ветра и падение меридиональной компоненты до отрицательных значений, что хорошо согласуется с современными изменениями температур нижней тропосферы. Однако между полушариями есть существенное различие: меридиональная компонента в Южном полушарии относительно стабильна, а в Северном полушарии уменьшилась на 6 м/сек (рис. А.15). При этом аномалии компонент ветра на H500 над Сибирью ведут себя почти синхронно (рис.А.16), следовательно, модуль скорости ветра на рис. 1.3 представляет собой наиболее информативную характеристику. Обращает на себя внимание резкое падение скорости ветра в 2010-2012 гг. до минимального значения.

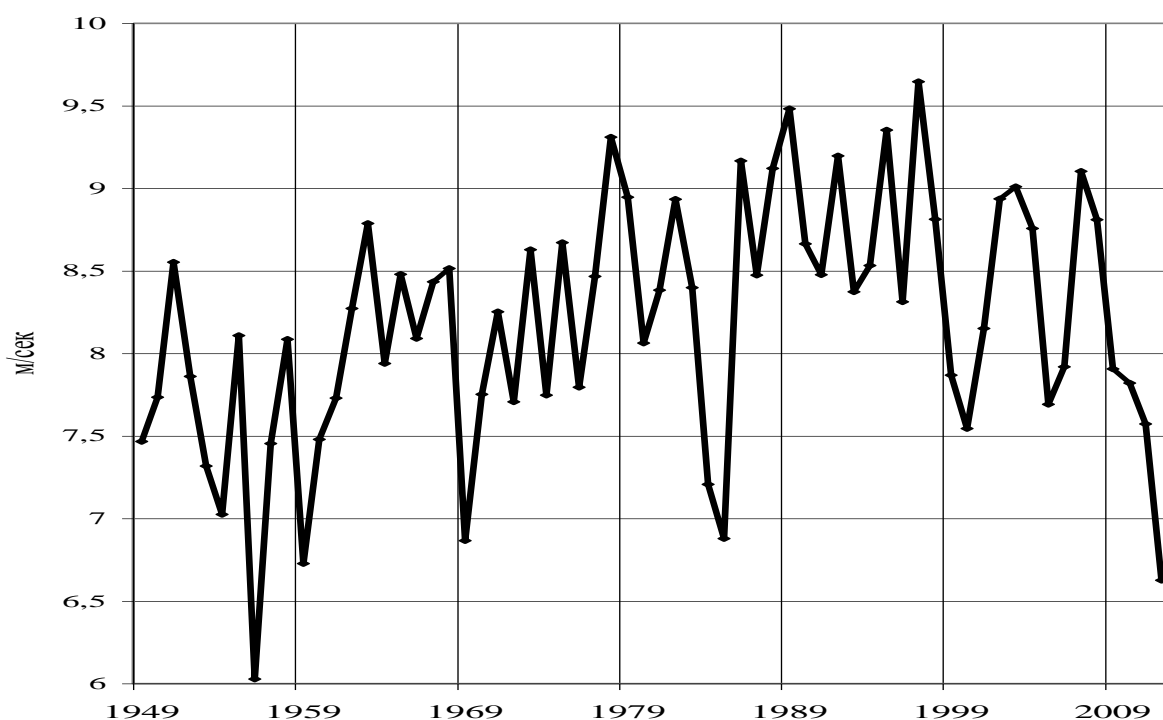


Рис. 1.3 – Модуль скорости ветра на H500 над Сибирью

2 БАЗА ДАННЫХ

2.1 Размещение данных

2.1.1 Файлы

Вся информация, перечисленная в п.1.1, 1.2, размещена в файлах. Каждый отдельный файл представляет собой ряд отсчётов одного элемента, одного и того же разрешения, взятых в одной точке пространства (по одной станции) за весь период наблюдений. Например, среднемесячная температура приземного воздуха по гидрометеорологической станции «Новосибирск-Огурцово» за весь период наблюдений.

Имя файла состоит из широты и долготы точки, откуда взяты данные, увеличенных в 10 раз и разделенных символом "n" для Северного полушария и символом "s" для Южного полушария (рис. 2.1). Долгота может быть только восточной, то есть в диапазоне 0-360 градусов. Для восстановленных и откорректированных данных символы "n" и "s" заменяются на символы "#" и "\$", соответственно.

Расширение файла - закодированное название элемента (2 символа) и кода разрешения (1 символ). Например, в файле 553n0784.t_s содержатся первичные данные по среднесуточной температуре приземного воздуха по ГМС "Барабинск" (55,3 с.ш.; 78,4 в.д.) за весь период наблюдений, а в файле 553#0784.t_s – проверенные и восстановленные данные по этой же ГМС. Коды всех разрешений представлены в таблице 2.1, а фрагмент кодов элементов – в таблице 2.2.

Записи файла

Данные хранятся в записях в виде целых 2-байтовых чисел.

В одной записи файла содержится отсчеты по одному году. Количество

чисел в записи определяется разрешением элемента. Так, для месячного разрешения потребуется 12 чисел плюс 2 служебных, для суточного разрешения - 366 плюс 2 дополнительных. В таблице 2.1 приведены длины записей для всех разрешений.

Таблица 2.1 – КАТАЛОГИ, КОДИРОВКА И ДЛИНА ЗАПИСЕЙ

Разрешение	Каталог	Код разрешения	Длина записи (байт)
Год	_GOD	g	(1+2)*2
Полгода	_HLF	l	(2+2)*2
Сезон	_SEZ	z	(4+2)*2
Месяц	_MES	m	(12+2)*2
Декада	_DEC	d	(36+2)*2
Пентада	_PNT	p	(72+2)*2
Сутки	_SUT	s	(366+2)*2
Полусутки	_TWO	w	(732+2)*2
Срочные на 00 ВСВ	_H00	0	(366+2)*2
---- “ ----- 03 ВСВ	_H03	1	(366+2)*2
---- “ ----- 06 ВСВ	_H06	2	(366+2)*2
---- “ ----- 09 ВСВ	_H09	3	(366+2)*2
---- “ ----- 12 ВСВ	_H12	4	(366+2)*2
---- “ ----- 15 ВСВ	_H15	5	(366+2)*2
---- “ ----- 18 ВСВ	_H18	6	(366+2)*2
---- “ ----- 21 ВСВ	_H21	7	(366+2)*2

Таблица 2.2 – ФРАГМЕНТ КОДИРОВКИ ЭЛЕМЕНТОВ
В КАТАЛОГАХ PRIZ, ATMO, GIDR

Имя элемента	Элемент	Код
Температ	Температура воздуха приземная	t_
Темп.мор	Температура воздуха, приведенная к уровню моря	to
Темп1000	Температура воздуха на высоте 1000 Гпа	t0
Темп-850	----“---- на высоте 850 Гпа	t8
Темп-700	----“---- на высоте 700 Гпа	t7
Темп-500	----“---- на высоте 500 Гпа	t5
Темп-250	----“---- на высоте 250 Гпа	t2
Темп-100	----“---- на высоте 100 Гпа	t1
ТТР_приз	Температура точки росы приземная	r_
ТТР_море	Температура точки росы, приведенная к уровню моря	ro
Осадки	Сумма атмосферных осадков	o_
Давление	Давление приземное	p_
Давл.мор	Давление, приведенное к уровню моря	po
АТ-1000	Высота изобарической поверхности 1000 Гпа	h0
АТ-850	----“--- 850 Гпа	h8
АТ-700	----“--- 700 Гпа	h7
АТ-500	----“--- 500 Гпа	h5
АТ-250	----“--- 250 Гпа	h2
АТ-100	----“--- 100 Гпа	h1
Напрприз	Направление приземного ветра	n_
Скорприз	Скорость приземного ветра	s_
Напр-700	Направление ветра на высоте 700 Гпа	n7
Скор-700	Скорость ветра на высоте 700 Гпа	s7
Зона-500	Зональная компонента скорости ветра на 500 Гпа	z5

Мрдн-500	Меридиональная компонента скорости ветра на 500 Гпа	m5
Темп.мак	Температура приземная максимальная	ta
Темп.мин	Температура приземная минимальная	ti
Темпсуши	Температура поверхности суши	tl
Темпводы	Температура поверхности воды	tg
Тен_давл	Тенденция давления	pt
Расход	Средний расход воды в створе	g_
Ур_макс	Максимальный уровень воды	ya
Ур_мин	Минимальный уровень воды	yi
Уровень	Уровень воды	y_
Приток	Приток воды в озёра и водохранилища	pr
Притплзн	Полезный приток воды	pp
Испарение	Испарение с поверхности	up
Лед_толщ	Толщина льда	lh
Лед_плщд	Площадь льда	ls
Снег_выс	Высота снежного покрова	ch
Снег_зап	Запас воды в снеге	cv
Влаж_отн	Влажность воздуха (приземная) относительная	vo
Влаж_абс	Влажность воздуха (приземная) абсолютная	va
Инд.Ванг	Индекс циркуляции атмосферы Вангенгейма	i_
Инд.Гирс	Индекс циркуляции атмосферы Гирса	i_
Инд.NAO	Индекс Северо-Атлантического колебания	i_
Инд.SOI	Индекс Южного колебания	i_

Дополнительные числа размещаются в конце записи, из них в первом хранится год, а во втором - контрольная сумма записи, которая защищает запись от случайного или несанкционированного изменения.

Код отсутствия данных: -9999.

В записях файла хранится и служебная информация. Для этого вместо года вставляется код, значение которого представлено в таблице 2.3.

Таким образом, каждый файл с первичными данными автономен. При необходимости из него можно извлечь всю информацию о его происхождении и происхождении данных, хранящихся в нем. Фрагмент одного из таких файлов представлен на рисунке 2.2.

Таблица 2.3 – КОДИРОВКА СЛУЖЕБНОЙ ИНФОРМАЦИИ
В ФАЙЛАХ БАЗЫ

Коды («годы»)	Значения
15000-15999	Текстовая информация об источнике данных
16300	Десятичная степень масштабирующего множит.
16301	Норма элемента
16302	Среднеквадратическое отклонение
16303	Максимум элемента
16304	Минимум элемента
16305	Год начала расчёта нормы
16306	Длина интервала для расчёта нормы

551n0830.t_m

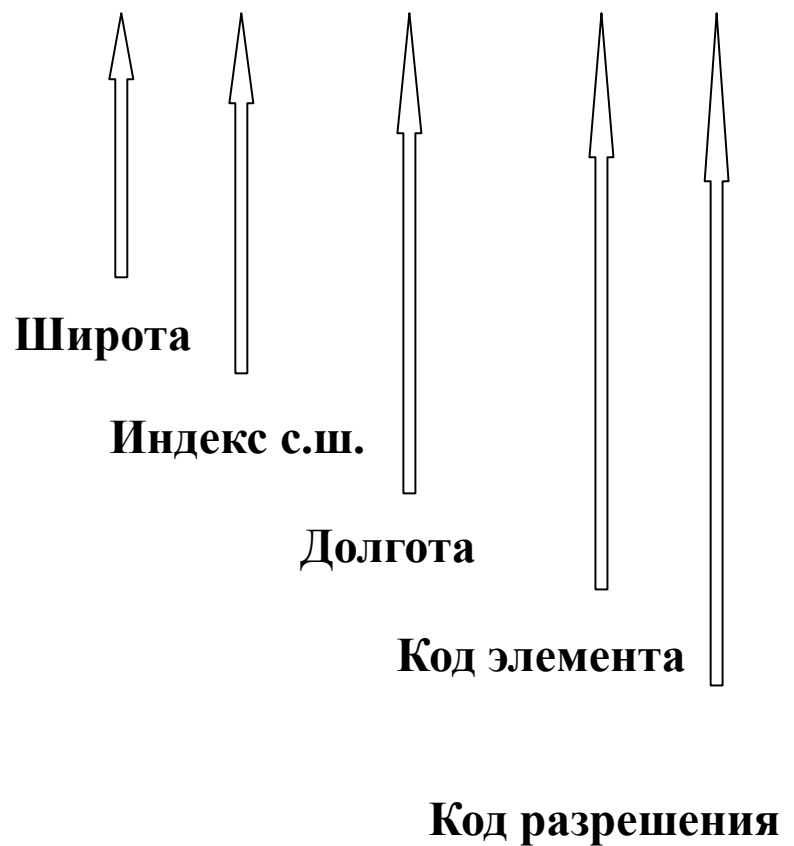


Рис. 2.1 – Кодировка имени файла, содержащего данные о среднемесячной температуре приземного воздуха по ГМС «Новосибирск-Огурцово» (55,1 с.ш., 83,0 в.д.)

15000	Файл:	547n0833.q_m										
15001	Элемент	Расход воды										
15002	Река:	Бердь										
15003	Створ:	Искитим										
15004	Широта:	54.7										
15005	Долгота:	83.3										
15006	Высота:	135										
15007	Расстояние от устья	62 км										
15008												
15009	Отм.нуля граф.БС, БС-77*	116,50 БС										
15010												
15011	Площадь бассейна	6270 тыс.кв.км										
15012												
15013	Единица измерения	м3/сек										
15014												
15015	Источник данных:	ГМЦ ЗапСиб УГМС										
15016												
15017	Дата ввода:	18.02.2009										
16300	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
16301	110	100	108	1326	1337	303	188	155	156	191	163	122
16302	24	23	24	622	680	114	78	50	60	75	49	30
16303	59	54	58	188	340	120	69	75	69	98	64	50
16304	183	153	179	2580	3550	663	445	289	351	382	411	239
16305	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971	1971
16306	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
1960	108	99	81	824	-9999	663	244	244	232	223	182	157
1961	150	143	143	2040	783	271	225	289	202	318	248	188
1962	164	152	176	1990	785	243	150	123	115	136	129	94
1963	91	93	79	349	1810	197	104	107	157	206	283	239
1964	183	133	131	1170	3050	307	194	161	123	124	138	133
1965	118	107	129	1250	1480	178	107	99	149	145	162	117
1966	122	113	143	1070	3550	368	131	114	97	140	121	102
1967	87	85	93	1470	375	151	107	127	171	166	110	50
1968	66	62	-9999	-9999	-9999	176	99	78	87	98	65	66
1969	60	58	58	586	3190	551	149	132	92	223	180	115
1970	101	110	118	1900	695	266	185	144	103	196	126	97

Рис. 2.2 – Фрагмент файла с первичными данными

2.1.2 Каталоги

Все файлы распределены по каталогам, которые имеют иерархическую структуру (рис. 2.3). Корневым каталогом базы является каталог КасЗ, в который вложены 6 подкаталогов: GEO_, KOSM, PRGM, PROG, OCENKA, WORK. Все данные, относящиеся к Земле и ее окружению, находятся в каталоге GEO_, а данные по Солнцу и Солнечной системе находятся в каталоге KOSM. В PRGM находится программное обеспечение базы; в PROG – прогнозы; в OCENKA - оценки оправдываемости гидрометеорологических прогнозов; в WORK – промежуточные результаты работы.

Данные по Земле (GEO_), в свою очередь, содержатся в 8 подкаталогах: ATMO, OKEN, GIDR, LITO, MAGN, PRIZ, IONO, LUNA, в которых находятся данные по атмосфере (не приземной), океанам, гидрологии суши, литосфере, магнитосфере, приземной атмосфере, ионосфере и Луне, соответственно.

Данные по Солнечной системе (KOSM) содержатся в 4 подкаталогах: SUN_ - данные по Солнцу; PLNT – данные по планетам; KORP – корпускулярные потоки в Солнечной системе; POLE – данные по полям в Солнечной системе.

Подкаталоги более низкого уровня не являются жестко фиксированными – их структура определяется справочниками по элементам (см. пункт 1.3.3 - справочники), за исключением последнего каталога, которым всегда является каталог разрешения данных: _SUT - для суточных, _MES - для месячных и т.д.

Примеры.

Файлы с месячными суммами осадков находятся в каталоге

C:\КасЗ\GEO_\PRIZ\VLAG\OSAD_MES\

Файлы с декадной температурой воздуха на H500 находятся в каталоге

C:\КасЗ\GEO_\ATMO\TEMP\500_DEC\

КасZ - *КОРНЕВОЙ КАТАЛОГ*

GEO_ - *ЗЕМНЫЕ*

KOSM - *НЕЗЕМНЫЕ*

MAGN - *МАГНИТОСФЕРА*

SUN_ - *СОЛНЦЕ*

IONO - *ИОНОСФЕРА*

PLNT - *ПЛАНЕТЫ*

ATMO - *АТМОСФЕРА*

KORP - *ЧАСТИЦЫ*

PRIZ - *ПРИЗЕМНЫЕ*

POLE - *ПОЛЯ*

OKEN - *ГИДРОСФЕРА (океан)*

GIDR - *ГИДРОСФЕРА (суша)*

LITO - *ЛИТОСФЕРА*

LUNA - *ЛУНА*

Рис. 2.3 – Схема основных (фиксированных) каталогов

2.1.3 Справочники

В базе имеются три рода справочников:

- справочники по элементам для каждого типа данных,
- справочники по регионам,
- справочники по файлам для каждого элемента.

Справочник по элементам

Для каждого типа данных имеется свой справочник по элементам. В этих справочниках хранится информация о коде элемента, под которым он представлен в базе, о самом элементе, единицах измерения, масштабном коэффициенте и пути к справочнику по файлам, содержащем данные по элементу.

Справочники по элементам хранятся в файлах, имя которых состоит из 2 частей: «Elem» и плюс имя каталога, где хранится файл. Расширение файла может быть только двух типов: либо «geo», либо «kos», в зависимости от нахождения данных в каталогах «GEO_» или «KOSM», соответственно. Так, сведения обо всех элементах, входящих в каталог PRIZ (приземные данные), размещены в файле с именем ElemPriz.geo, фрагмент которого представлен на рисунке 2.4. Сам справочник хранится в каталоге PRIZ.

Полный список справочников по элементам:

ElemMagn.geo, ElemIono.geo, ElemAtmo.geo, ElemPriz.geo, ElemOken.geo, ElemGidr.geo, ElemLito.geo, ElemLuna.geo, ElemSun_.kos, ElemPlnt.kos, ElemKorp.kos, ElemPole.kos.

Имя элемента представляет собой сокращенное название элемента и состоит из 8 символов (если короче, то дополняется нижней чертой). Внутри каждого справочника по элементам имя элемента должно быть уникальным. По имени элемента СУБД делает выборку данных. Кроме того, каждый элемент имеет 2-символьную кодировку, которая входит в расширение файлов (подробнее в пункте 1.3.1 – файлы).

СПРАВОЧНИК ПО ЭЛЕМЕНТАМ

PRIZ

ПРИЗЕМНЫЕ

Имя	Разреш.	Код	ЭЛЕМЕНТ	Ед.измер.	Масштаб	Путь к информационному файлу
Температ	mes	T_m	Среднемесячная температура воздуха	*С	1.0E-01	Temp\Mean_mes\PrizTemp.mes
Температ	dec	.T_d	Среднедекадная температура воздуха	*С	1.0E-01	Temp\Mean_dec\PrizTemp.dec
Температ	sut	T_s	Среднесуточная температура воздуха	*С	1.0E-01	Temp\Mean_sut\PrizTemp.sut
Темп.мин	sut	Tis	Минимальная сут. температура воздуха	*С	1.0E-01	Temp\Mini_sut\PrizTmin.sut
Темп.мак	sut	Tas	Максимальная сут. температура воздуха	*С	1.0E-01	Temp\Maxi_sut\PrizTmax.sut
Температ	h00	T_0	Температура воздуха в 00 СГВ	*С	1.0E+00	Temp_h00\PrizTemp.h00
Температ	h03	T_1	Температура воздуха в 03 СГВ	*С	1.0E+00	Temp_h03\PrizTemp.h03
Температ	h12	T_4	Температура воздуха в 12 СГВ	*С	1.0E+00	Temp_h12\PrizTemp.h12
Давление	h00	Po0	Давление, приведен. к ур.моря в 00 СГВ	Гпа	1.0E+00	Davl_h00\PrizDavl.h00
Давление	h03	Po1	Давление, приведен. к ур.моря в 03 СГВ	Гпа	1.0E+00	Davl_h03\PrizDavl.h03
Давление	h12	Po4	Давление, приведен. к ур.моря в 12 СГВ	Гпа	1.0E+00	Davl_h12\PrizDavl.h12
Тен.давл	h00	Dt0	Тенденция давления в 00 СГВ	Гпа	1.0E+00	Davl\Tend_h00\PrizTend.h00
Тен.давл	h12	Dt4	Тенденция давления в 12 СГВ	Гпа	1.0E+00	Davl\Tend_h12\PrizTend.h12
Точ.росы	h00	R_0	Температура точки росы в 00 СГВ	*С	1.0E+00	VLAG\Rosa_h00\PrizRosa.h00
Точ.росы	h03	R_1	Температура точки росы в 03 СГВ	*С	1.0E+00	VLAG\Rosa_h03\PrizRosa.h03
Точ.росы	h12	R_4	Температура точки росы в 12 СГВ	*С	1.0E+00	VLAG\Rosa_h12\PrizRosa.h12
Осадки	mes	O_m	Сумма осадков за месяц	мм	1.0E-01	Vlag\Osad_mes\PrizOsad.mes
Осадки	dec	O_d	Сумма осадков за декаду	мм	1.0E-01	Vlag\Osad_dec\PrizOsad.dec

Рис. 2.4 – Фрагмент справочника по элементам ElemPriz.geo

Справочник по регионам

В справочнике по регионам хранится информация о наборах файлов, объединенных в какую-либо региональную сеть. Имена файлов справочников по регионам аналогичны именам справочников по элементам, только вместо «Elem» имена начинаются с «Regn». Справочники по регионам хранятся вместе со справочниками по элементам.

Полный список справочников по регионам.

ElemMagn.geo, ElemIono.geo, ElemAtmo.geo, ElemPriz.geo, ElemOken.geo, ElemGidr.geo, ElemLito.geo, ElemLuna.geo, ElemSun_.kos, ElemPlnt.kos, ElemKorp.kos, ElemPole.kos.

Пример справочника по регионам с именем RegnPriz.geo, который находится в подкаталоге PRIZ, приведён на рисунке 2.5.

Представлены три варианта выборки файлов:

- по имени файла (без расширения, которое задается справочником по элементам). Код варианта начинается с символов «**»;
- по заданным координатам (10хГрадус). Код варианта начинается с «##»;
- по точкам контура, охватывающего какой-либо регион (до 10 точек контура с обходом против часовой стрелки).

Справочник по файлам

Справочники по файлам расположены в подкаталогах, где хранятся файлы с первичными данными. Каждому элементу сопоставляется свой справочник по файлам. В нем перечисляются все файлы с данными по элементу, причем для каждого файла дается информация о его имени, названии ГМС, ее синоптическом и координатном индексах, высоте станции над уровнем моря, год начала и конца архивных данных, количеству отсутствующих данных. Пример справочника по файлам для среднемесячной приземной температуры воздуха представлен на рисунке 2.6.

СПРАВОЧНИК ПО РЕГИОНАМ

PRIZ

ПРИЗЕМНЫЕ

Код	Регион	Точек	Точки контура
/_____\	/_____\	_____\	/_____\
ЗапСиб	Западная Сибирь	4	+500 600 +500 860 +800 860 +800 600
Сев.шир.	Северное полушарие	3	+000 000 +0001200 +0002400
Южн.шир.	Южное полушарие	2	+000 000 +0002400 +0001200
**5 перв	5 ГМС первичные	5	665n0666 610n0690 649n0778 613n0712 582n0682
**5 корр	5 ГМС откорректирован 5		665#0666 610#0690 649#0778 613#0712 582#0682
**Полюса	Северный и Южный полюс	2	900n0000 900s0000
##КгнНск	Курган, Новосибирск	2	554 0654 551 0830

Рис. 2.5 – Фрагмент справочника по регионам RegnPriz.geo

2.2 Программы обработки данных

2.2.1 Система управления базой данных

Для работы с архивными данными создан комплекс программ. Ведущая программа написана на языке DELPHI, а вспомогательные программы на языке FORTRAN.

Для поддержания архива в рабочем состоянии предназначены программы пополнения, восстановления, контроля, изменения и выборки данных. Список программ, которые работают под управлением СУБД и выполняют указанные функции, находится в таблице 2.4.

Например, чтобы воспользоваться программами пополнения или изменения архивных данных, необходимо выбрать соответствующие пункты главного меню: [ДАННЫЕ]->[пополнить] и [ДАННЫЕ]->[изменить], после чего задать в диалоговом режиме необходимые параметры работы.

Пример заказа и выборки данных представлен на рис. 2.7, 2.8.

Таблица 2.4 – Список подпрограмм СУБД

№	Имя	Назначение
1	Popolnit	Пополнение архива из каналов связи Гидромета
2	Big_err	Контроль файлов базы на грубые ошибки
3	Vostan	Восстановление пропусков в массивах данных
4	Dai_mass	Выборка данных из архива
5	Izm_1	Выборка данных для изменения
6	Izm_2	Возврат в архив изменённых данных

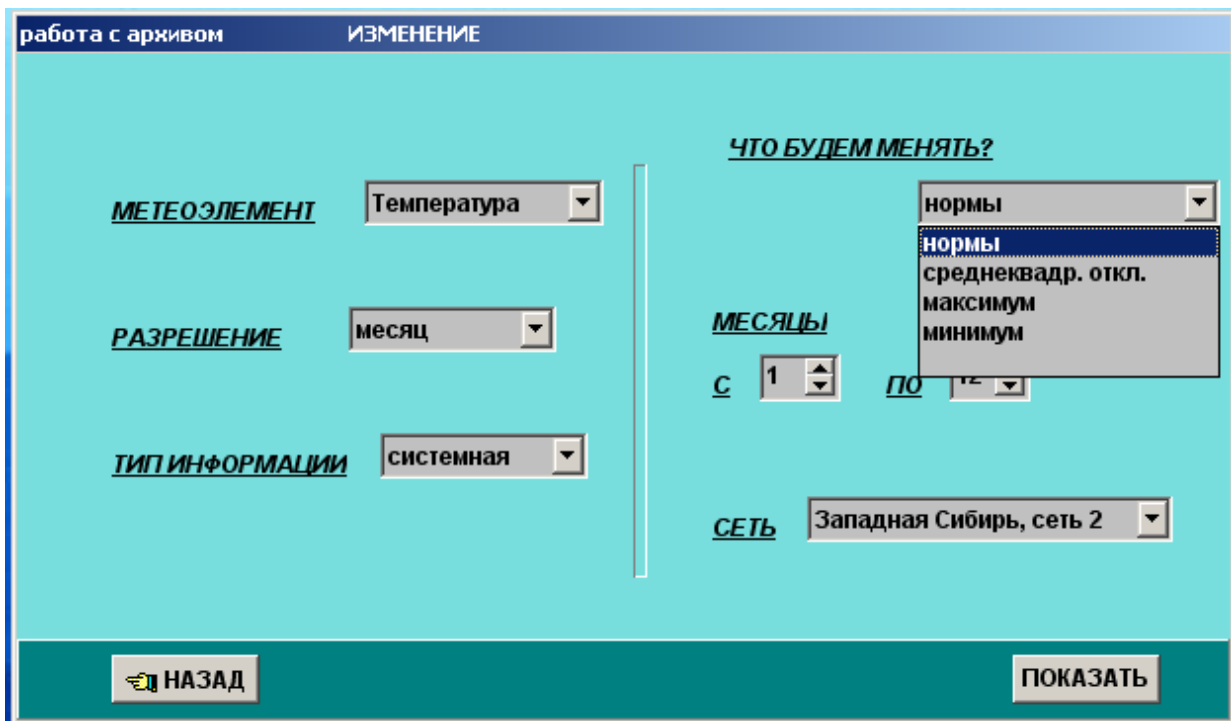
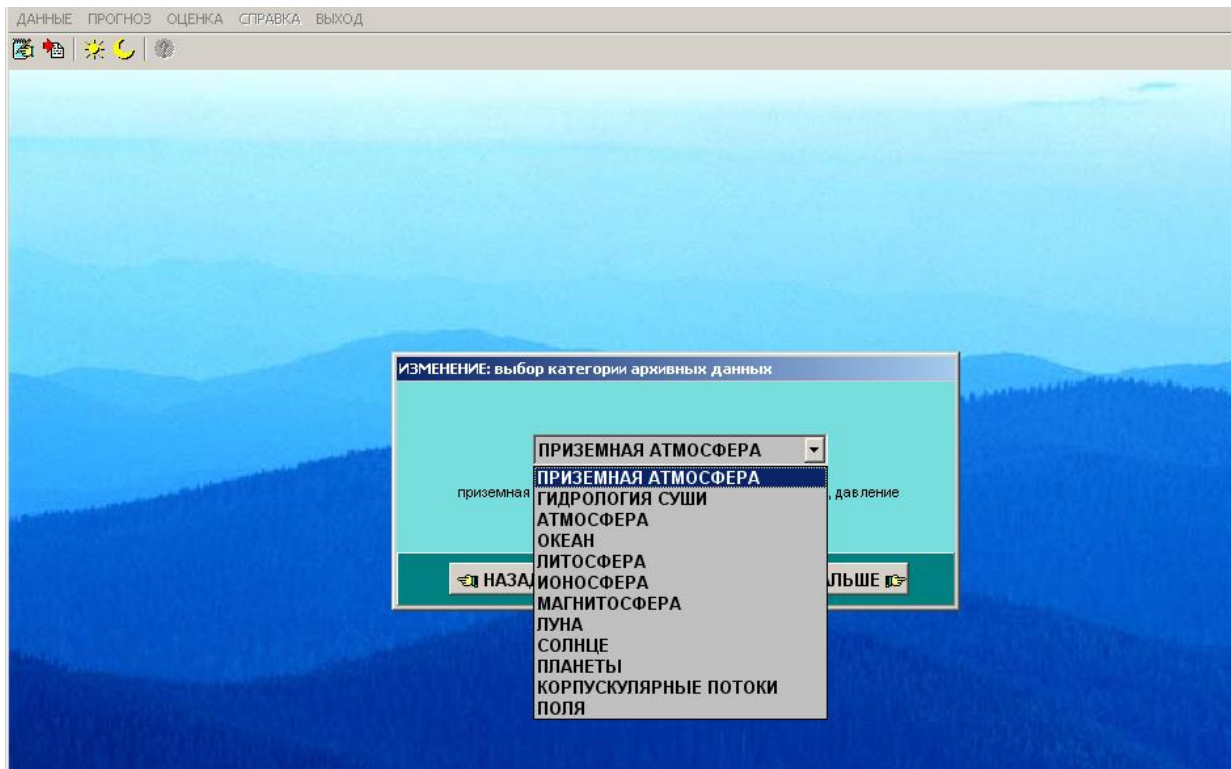


Рис. 2.7 – Пример заказа на выборку данных

ВНЕСИТЕ НЕОБХОДИМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

информация - системная нормы сеть - Западная Сибирь, сеть 1
 разрешение - месяц **Температура**

станция	январь	февраль	март
Салехард	-24.8	-23.6	-16.2
Ханты-Мансийск	-20.7	-18.7	-9.1
Тарко-Сале	-25.7	-24.3	-16.2
Сытомино	-21.8	-20.3	-10.7
Тобольск	-18.9	-17.1	-8.0
Омск	-17.5	-16.7	-8.2
Александрово	-21.5	-20.1	-10.4
Колпашево	-20.1	-18.9	-9.5
Томск	-17.8	-16.9	-8.1
Новосибирск	-17.4	-16.9	-8.8
Барабинск	-18.5	-18.0	-9.5
Кемерово	-18.6	-17.4	-8.8
Барнаул	-15.7	-15.2	-7.6
Онгудай	-19.7	-16.6	-6.4
Волчиха	-16.8	-16.6	-9.3

ВНЕСИТЕ НЕОБХОДИМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

информация - оперативная факт сеть - Западная Сибирь, сеть 1
 разрешение - декада **Осадки** **2013**

станция	январь-д1	январь-д2	январь-д3
Салехард	6.0	9.0	5.0
Ханты-Мансийск	6.0	5.0	15.0
Тарко-Сале	3.0	4.0	15.0
Сытомино	2.0	3.0	18.0
Тобольск	7.0	8.0	12.0
Омск	4.0	8.0	14.0
Александрово	2.0	5.0	13.0
Колпашево	1.0	20.0	17.0
Томск	2.0	20.0	13.0
Новосибирск	5.0	10.0	14.0
Барабинск	4.0	15.0	14.0
Кемерово	2.0	12.0	15.0
Барнаул	10.0	5.0	14.0
Онгудай	12.0	.0	8.0
Волчиха	10.0	5.0	10.0

Рис. 2.8 – Примеры выборки данных

2.2.2 Автономные программы

Под автономными понимаются программы, которые не находятся под непосредственным управлением СУБД. Каждая из этих программ предназначена для выполнения какой-то одной функции. В таблице 2.5 дается перечень всех программ с указанием выполняемых функций.

Таблица 2.5 – Список автономных программ

№	Имя	Назначение
1	K_txt	Создание файла в формате базы и запись в него текстовой информации
2	Read_wr	Чтение массива данных и запись в файл базы
3	Extrkosm	Вычисление среднего стандарта, минимума, максимума, контрольной суммы записей и занесение результатов в файлы базы, с приведением их к стандартному формату.
4	Kontrubdz	Контроль, обнаружение и устранение грубых ошибок в файлах базы.
5	Popolnen	Пополнение файлов базы новой информацией.
6	Dai_file	Перевод файла базы в текстовый формат
7	Na_file	Возврат в формат базы файла, выбранного программой dai_file
8	Sut~mes	Перевод файлов базы суточного разрешения в формат базы месячного разрешения
9	Sut~dec	Перевод файлов базы суточного разрешения в формат базы декадного разрешения
10	Pokazi	Выборки из базы файла и представление его в текстовом формате с разделением на информационную, служебную и первичную информацию

3 АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА СИБИРСКИЙ АНТИЦИКЛОН

3.1 Алгоритм выбора предикторов, влияющих на интенсивность и положение Сибирского антициклона

Экстремальные области барического поля, которые принято называть циклонами, или антициклонами, являются важнейшими понятиями, позволяющими во многих случаях систематизировать процессы в атмосфере и делать на этом основании соответствующие прогностические выводы. Это осуществляется большей частью с помощью синоптических карт, на которые наносятся изобарические линии, изменяющиеся как в пространстве, так и во времени. Такой подход позволяет делать обобщения и принимать решения на основе большого количества оперативной синоптической информации, не прибегая при этом к использованию современных вычислительных средств и технологий. Однако, формальное описание циклонов и антициклонов с использованием средств математического моделирования открывает нам более широкие перспективы, как в достижении понимания циклонической активности, так и в выяснении её влияния на погоду в целом. В настоящем разделе будет рассмотрено моделирование антициклона в некоторой ограниченной географической области с использованием формального подхода. При этом основная цель будет состоять в определении его местоположения в зависимости от внешних факторов.

Под внешними факторами здесь, как и ранее, понимаются характеристики солнечной активности, движения планет и некоторые другие геофизические параметры, не связанные непосредственно с атмосферой.

В простейшем случае барическое поле может быть описано с помощью некоторой непрерывной функции

$$P = L(x, y, z), \quad (3.1)$$

аргументы которой x, y, z – координаты точки из области определения этого поля. Функция (3.1) может быть найдена для каждого конкретного поля путем полиномиальной или еще какой-нибудь другой аппроксимации. Однако, ввиду того, что поле давления является наиболее гладким из всех метеорологических полей, можно для его описания ограничиться полиномиальной аппроксимацией. Исследуя с помощью (3.1) экстремальные свойства этого поля, можно выделить циклоны, антициклоны или другие барические образования. Однако, никаких обобщений на основании полученной таким образом зависимости получено быть не может, ввиду отсутствия развития. Более содержательным могло бы быть соотношение

$$P = L(x, y, z) + \varphi(a(t)), \quad (3.2)$$

где вектор a – представляет собой набор физических параметров, которые также могут зависеть от времени t . Здесь t – отсчитывается от нуля ($t = 0$) через каждый временной шаг в пределах предыстории процесса. Такая формула позволила бы исследовать не только конфигурацию барического поля, но и связь давления с другими физическими параметрами, которые в данном случае представляются компонентами вектора a .

Более широкие возможности для исследования циклонической активности могло бы предоставить соотношение

$$P(t + \Delta t) = L(x, y, z) + \varphi(a(t)), \quad (3.3)$$

в котором, как и ранее, t меняется дискретно от нуля ($t_0 = 0$) в пределах предыстории процесса, а L – функция координат. Все три приведенные формулы (3.1)-(3.3) могут быть получены в случае, когда для этого есть соответствующие данные измерений. Однако в последнем случае для получения устойчивой асинхронной зависимости, необходима соответствующая частота и продолжительность наблюдений. Иными словами, необходимы данные, освещающие процесс изменения барического поля достаточно подробно. Более того, эти наблюдения должны поступать

случайно и независимо, согласно некоторому фиксированному распределению плотности вероятностей, что на практике может быть реализовано лишь в условиях некоторых дополнительных ограничивающих общность предположений. Однако для решения некоторых частных задач исследования барического поля можно воспользоваться схемой (3.2). Согласно этой схеме попытаемся проследить за центром антициклона.

Рассмотрим некоторую область, для которой имеются регулярные данные наблюдений. Составим далее по этим данным систему нормальных уравнений

$$p_i = \alpha x_i + \beta y_i + \gamma z_i + k_0 + k_1 a_i^1 + \dots + k_m a_i^m, \quad (i=1, \dots, N) \quad (3.4)$$

где p_i – давление в центре антициклона с координатами x_i, y_i, z_i , $a = (a^1, a^2, \dots, a^m)$ – вектор измеренных параметров, а совокупности $\{\alpha, \beta, \gamma\}$ и $\{k_0, k_1, \dots, k_m\}$ представляют собой неизвестные параметры, которые надо определить. Чтобы избежать вырожденности матриц при решении системы уравнений (3.4), необходимо, чтобы число уравнений в системе было существенно больше, чем число неизвестных параметров. Это же условие обеспечивает устойчивость решения, поскольку стабильные оценки модели можно получить лишь тогда, когда для этого имеется достаточное число экспериментов.

Система (3.4) составлена в предположении линейности построений. Но поскольку зависимости между атмосферными параметрами носят нелинейный характер, нет оснований предполагать, что зависимость поля давления от внешних параметров будет также носить линейный характер. Поэтому исходные параметры должны быть предварительно подвергнуты некоторому нелинейному преобразованию

$$\begin{aligned} b_1 &= f_1(a^1, \dots, a^m) \\ b_2 &= f_2(a^1, \dots, a^m) \\ b_m &= f_m(a^1, \dots, a^m), \end{aligned} \quad (3.5)$$

где в левой части представлены новые параметры, которые в дальнейшем могут быть использованы в рамках линейной модели. Однако, чтобы не усложнять описание, будем далее оперировать первоначальными обозначениями параметров, предполагая что преобразование типа (3.5) уже имело место.

Система нормальных уравнений (3.4) может быть представлена в матричном виде

$$Ak = p, \quad (3.6)$$

где A – матрица $(m+3) \times N$, p – вектор размерности N , k – вектор размерности $m+3$, компоненты которого требуется определить. Умножая обе части равенства слева на матрицу, транспонированную к A , после несложных операций будем иметь

$$k = (A^T A)^{-1} A \times p.$$

Окончательное число компонент и сами компоненты вектора k будут определены в процессе упорядочения и выбора совокупности из исходных параметров путем минимизации функционала качества, или оценки среднего риска [19-22]. Этот функционал будет определять, в конечном итоге, вид аппроксимирующей функции

$$p = \alpha x + \beta y + \gamma z + F(a), \quad (3.7)$$

где P – центр антициклона, а $F(a)$ – функция параметров, от которых зависит расположение антициклона. Согласно (3.7), функция P зависит от координат центра циклона линейно, тогда как от компонент вектора a эта функция может зависеть нелинейно. Для того, чтобы функция координат и одновременно параметров могла быть получена в виде (3.7), при поиске минимума многоэкстремальной функции предусмотрено фиксирование координат центра антициклона. Эта фиксация запрещает их перебор при построении, оставляя их в принудительном порядке в числе информативных. Физически такая фиксация вполне оправдана, поскольку координаты – это

главное, от чего может зависеть центр антициклона.

Предположим, что центр антициклона находится в точке наблюдений, или что центр антициклона совпадает с координатами какой либо станции. Такое предположение может быть оправдано, когда сеть станций, на которых измеряется давление, достаточно густа. Это предположение могло бы существенно упростить расчеты, поскольку, в противном случае, нам потребовалось бы подвергнуть барическое поле дополнительному анализу, уточняющему центр циклона. Такой анализ мог бы быть осуществлен с помощью схемы (3.1), в которой давление p уже не будет зависеть от координат линейно. Восстановив барическое поле с помощью полиномиальной или какой-нибудь более сложной функции, мы сможем уточнить центр антициклона, определив соответствующим образом глобальный максимум рассматриваемого поля.

Не обременяя себя дополнительными расчетами, будем предполагать, что центр антициклона находится в точке наблюдений, и попытаемся найти его, располагая лишь полученной на материале обучения формулой (3.7) и текущими данными. Для этого составим n соотношений для всех n точек, в которых осуществляются измерения

$$\begin{aligned} p^1 &= \alpha x^1 + \beta y^1 + \gamma z^1 + F_1 \\ p^2 &= \alpha x^2 + \beta y^2 + \gamma z^2 + F_2 \\ &\dots \\ p^n &= \alpha x^n + \beta y^n + \gamma z^n + F_n \end{aligned} \tag{3.8}.$$

Далее, по полученным значениям p^1, \dots, p^n , найдем максимальное значение

$$p^{\max} = \max p^i$$

И это значение будет определять как интенсивность в центре антициклона, так и координаты этого центра. Таким образом, в случае, когда функция (3.7) уже построена, можно для любой вновь поступающей ситуации или процесса определить соответствующий центр антициклона и его интенсивность.

Заметим, что в тех случаях, когда не делается предположение о совпадении центра антициклона с точкой наблюдений, процедура его локализации несколько усложняется. После получения формулы (3.7) и вычисления (3.8) полученное поле надо аппроксимировать полиномом подходящей степени, для чего используется тот же механизм упорядочения и выбора. Дифференцируя далее полученную функцию по пространству и приравнивая ее производную к нулю, может быть без особых трудностей установлен центр антициклона.

При получении формулы (3.7) предполагалось, что совокупность параметров

$$a = \{a^1, \dots, a^m\}$$

может также зависеть от времени их измерения, но ничего не говорилось о заблаговременности прогноза. Если эти параметры являются чисто внешними, получаемые путем непосредственного расчета, то заблаговременность может быть взята равной нулю. Однако такой подход может быть основан лишь на предположении существования устойчивой связи между земным полем давления и внешними параметрами. В противном случае в исходную совокупность $a = \{a^1, \dots, a^m\}$ должны быть включены параметры атмосферы или какие-нибудь другие потенциально возможные параметры, поведение которых во времени простыми расчетными методами не предсказуемо. При этом заблаговременность предсказания не должна иметь нулевое значение.

3.2 Верификация модели

Для восстановления зависимостей атмосферного давления и температуры от потенциально возможных параметров использовался алгоритм, основанный на минимизации среднего риска. Этот же алгоритм

использовался для определения обобщенных характеристик Сибирского антициклона и их изменений во времени.

Ниже изображена краткая блок-схема восстановления функции по данным наблюдений (Рис.3.1). Для этой цели по этим данным формируется прямоугольная матрица $A(N,n)$, представляющая собой ситуации (строки), и вектор $Y(N,1)$, представляющий собой известные значения неизвестной функции. После преобразования центрирования и нормирования, которые осуществляются в зависимости от условия хранения исходных данных, имеет место нелинейное преобразование строк матрицы A в строки матрицы B . При этом для вновь получаемой матрицы B число столбцов должно намного превосходить число столбцов исходной матрицы A .

В общем случае все столбцы матрицы A могут как часть входить в качестве столбцов в соответствующую матрицу B . Если имеет место полиномиальное преобразование, то в этом случае входящая в B матрица A будет представлять только первые степени полинома. Далее составляется система нормальных уравнений, и управление передается следующим трем блокам, осуществляющим упорядочение совокупностей параметров (столбцов матрицы B), их оценку и выбор оптимальной совокупности переменных. Внутренний экзамен оценивает полученную функцию по тому же материалу, но для этого исходная выборка многократно разбивается на группы, которые попеременно исключаются из материала обучения для последующего проведения независимого экзамена. Или иначе – группового скользящего контроля. При этом, как обучение, так и экзамен, осуществляются многократно, а результаты на исключаемых группах суммируются и усредняются. Для полностью независимого экзамена используется совершенно отдельный материал.

БЛОК-СХЕМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ФУНКЦИИ ПО ДАННЫМ

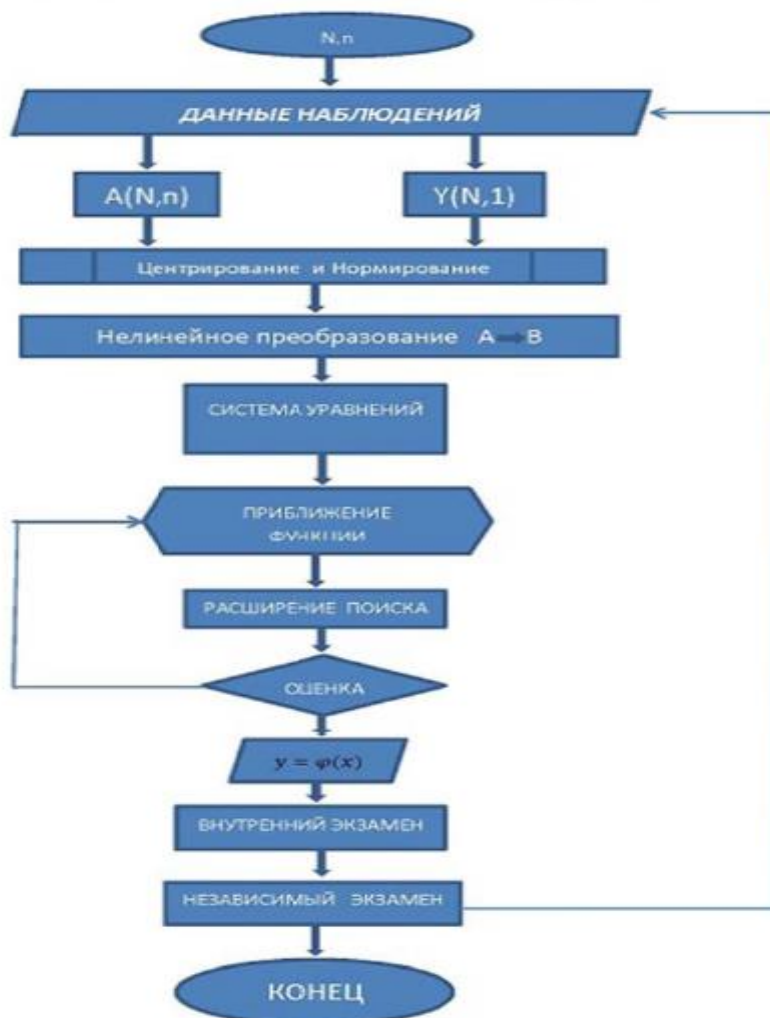


Рис. 3.1 – Блок-схема восстановления функции по данным

Для диагностического восстановления полей использовались полученные с сайта [23] файлы NCEP/NCAR, представляющие собой срочные данные РЕАНАЛИЗА, снятые в хронологическом порядке через каждые 6 часов. На рис. 3.2, 3.3 приведены кривые оценок среднего риска, построенные по данным за 1 января 1991 года, соответствующим зоне действия Сибирского антициклона. При этом рис. 3.2 соответствует данным высоты изобарической поверхности 500 гПа, а рис. 3.3 - данным по температуре на том же уровне. И в том, и в другом случае аппроксимация осуществлялась с помощью многочлена подходящей степени, причем выбор одночленов этого многочлена осуществлялся путем полного перебора всех

возможных сочетаний этих одночленов. Как видно из рисунков, кривые поведения ошибок восстановления поля для зависимой и независимой выборки, располагаются достаточно близко друг от друга. Это согласуется с тем, что количество аппроксимируемых точек на изобарической поверхности достаточно велико.

Ошибка восстановления, как для высоты изобарической поверхности, так и для соответствующей ей температуры, убывает вплоть до размерности искомого вектора, равной девяти. Далее ошибка начинает увеличиваться. Другие примеры восстановления, полученные на других месяцах, свидетельствуют о той же самой тенденции при выборе оптимальной совокупности параметров: оптимальная размерность получается на совокупностях от 8 до 12 параметров. Однако, если исходный многочлен предполагает максимальную степень полинома равной восьми или девяти, то использование полного перебора требует достаточно много времени. Так что получение всех полей давления и температуры в виде аппроксимирующих функций может на некотором этапе представлять собой серьезные трудности. Однако, если ограничиться лишь получением обобщенных характеристик барических образований, то вполне можно воспользоваться дискретной структурой полей и вычислять интенсивность и расположение антициклона, оперируя лишь дискретными единицами полей. Это намного упрощает расчеты и позволяет вычислить характеристики антициклона за приемлемое время.

Формула восстановления поля температуры, полученная по данным за 1 января 1991 года (00 часов), при максимально возможной степени многочлена, равной восьми, имеет вид

$$T(x, y) = \alpha_0 + \alpha_1 x^2 + \alpha_2 x^3 + \alpha_3 x^4 + \alpha_4 x^5 + \alpha_5 xy + \alpha_6 x^2y + \alpha_7 x^3y + \alpha_8 x^3y + \alpha_9 x^2y^2 + \alpha_{10} x^4y^3$$

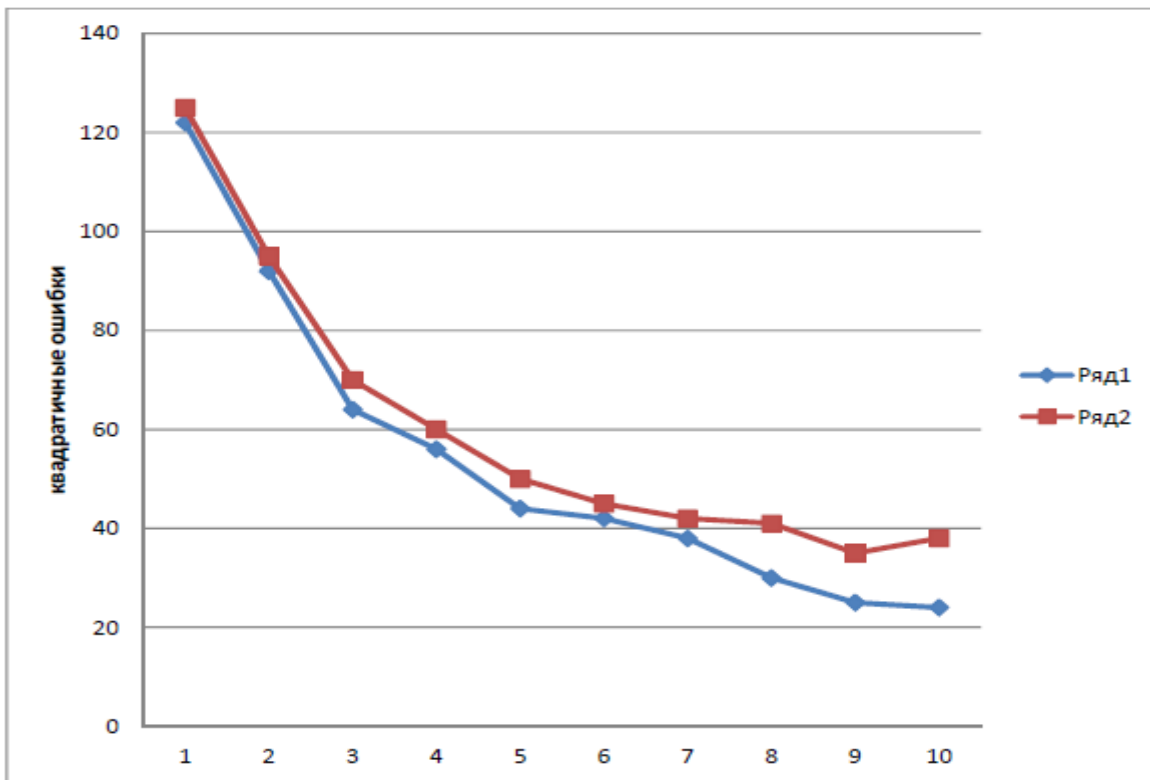


Рис. 3.2 – Поведение ошибок восстановления поля H500 в зависимости от размера информативной совокупности: эмпирический риск (ряд 1), оценка среднего риска (ряд2).

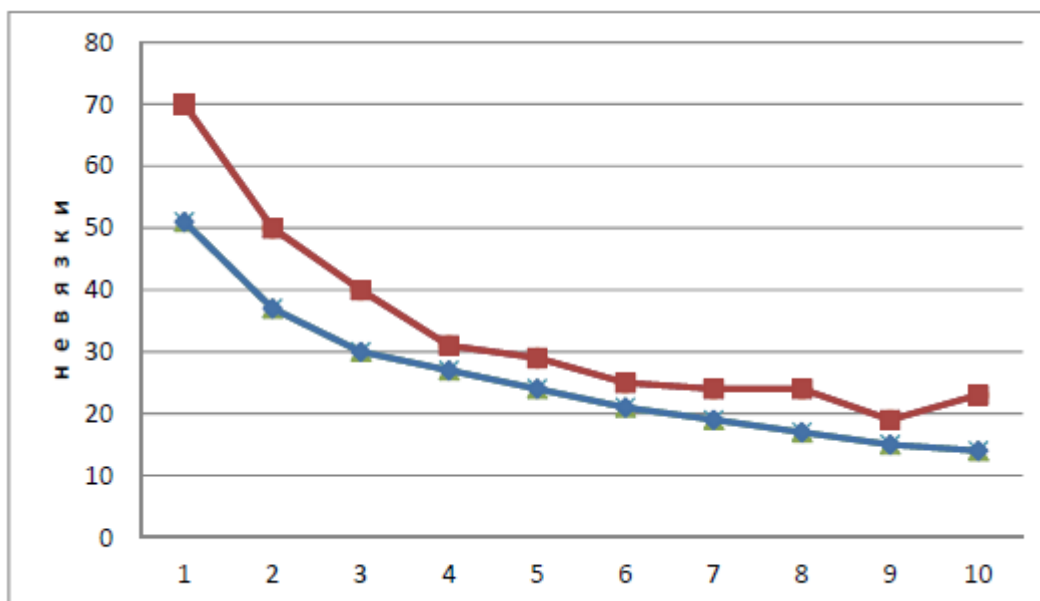


Рис 3.3 – Поведение ошибок восстановления поля температуры на H500 в зависимости от размера информативной совокупности. Нижняя кривая - эмпирический риск, верхняя - оценка среднего риска.

Здесь x и y обозначают широту и долготу, по которым должна вычисляться соответствующая температура. Формула восстановления высоты изобарической поверхности, построенная для того же уровня и по тем же исходным данным, выглядит аналогично.

$$H(x, y) = \\ = \alpha_0 + \alpha_1 x^2 + \alpha_2 x^3 + \alpha_3 x^4 + \alpha_4 x^5 + \alpha_5 xy + \alpha_6 x^2y + \alpha_7 x^3y + \\ \alpha_8 xy^2 + \alpha_9 x^2y^2 + \alpha_{10} xy^3$$

Интересно, что наиболее информативные одночлены полинома (первые б) полностью совпадают как для температуры, так и для высоты изобарической поверхности. Это, конечно, не означает, что экстремальные точки этих полей, которые могут быть вычислены простым дифференцированием и приравниванием производной к нулю, также будут совпадать.

3.3 Поиск наборов факторов, формирующих крупные аномалии термобарических полей в Сибири

Первые шаги моделирования барических образований были направлены на выяснение влияния отдельных параметров Космоса на всю земную атмосферу. Для этой цели в качестве объектов исследования были выбраны такие характеристики, как давление и температура, осредненные по двум разным территориям. В первом случае осреднение проводилось по всей территории земного шара, во втором - по территории, соответствующей зоне действия Сибирского антициклона. При этом в качестве предикторов, от которых потенциально могут зависеть эти характеристики, был взят набор гелиогеофизических параметров, представленных в таблице 3.1. Параметры представляют собой расстояние от планет до Солнца, суммарный вектор

гравитации в эклиптической сферической гелиоцентрической и геоцентрической системах координат, смещение Солнца от центра масс Солнечной системы в гелиоцентрической эклиптической системе координат (декартовой и сферической), импульс и момент импульса всех планет в процентах от максимума в гелиоцентрической эклиптической декартовой

Таблица 3.1 – Список исходных параметров декадного разрешения, из которых формировались информативные совокупности

1	Расстояние Солнце-Меркурий	25	Модуль момента импульса планет
2	Расстояние Солнце-Венера	26	X-коорд. момента импульса планет
3	Расстояние Солнце-Земля	27	Y-коорд. момента импульса планет
4	Расстояние Солнце-Марс	28	Модуль относит. импульса планет
5	Расстояние Солнце-Юпитер	29	X-коорд. относит. импульса планет
6	Расстояние Солнце-Сатурн	30	Y-коорд. относит. импульса планет
7	Расстояние Солнце-Уран	31	Модуль относит. момента импульса
8	Расстояние Солнце-Нептун	32	X-коорд. относит. момента импульса
9	Расстояние Солнце-Плутон	33	Y-коорд. относит. момента импульса
10	Модуль вектора гравитации (гелиоц.)	34	Расстояние Земля-Луна
11	Долгота вектора гравитации (гелиоц.)	35	Эклиптическая долгота Луны
12	Широта вектора гравитации (гелиоц.)	36	Эклиптическая широта Луны
13	Модуль вектора гравитации (геоц.)	37	Фаза Луны
14	Долгота вектора гравитации (геоц.)	38	Кривизна траектории Земли
15	Широта вектора гравитации (геоц.)	39	Кручение траектории Земли
16	X-коорд. вектора смещения Солнца	40	Расчётные аномалии TSI
17	Y-коорд. вектора смещения Солнца	41	Средняя H500 Сев. полушария
18	Z-коорд. вектора смещения Солнца	42	Средняя H500 Южн. полушария
19	Модуль вектора смещения Солнца	43	Средняя H500 глобально
20	Долгота вектора смещения Солнца	44	Средняя H500 Сибирь
21	Широта вектора смещения Солнца	45	Средняя T500 Сев. полушария
22	Модуль импульса планет	46	Средняя T500 Южн. полушария
23	X-коорд. импульса планет	47	Средняя T500 глобально
24	Y-коорд. импульса планет	48	Средняя T500 Сибирь

системе координат, координаты Луны в эклиптической сферической системе координат, расчётные аномалии TSI, вызванные смещением Солнца, кривизна и кручение траектории Земли относительно барицентра Земля-Луна. Для экспериментов использовались среднедекадные данные за все месяцы 1949-2011 гг.

В таблицах 3.2-3.5 приведены ошибки прогнозов среднедекадной высоты и среднедекадной температуры на уровне 500 гПа на одну, две, три и четыре декады вперед. Четвертая декада должна, таким образом, соответствовать месячному прогнозу осредненных полей.

Таблицы 3.2 и 3.3 отражают результаты прогноза T500 и H500, осредненных по территории земного шара, а таблицы 3.4 и 3.5 - тех же характеристик, но осредненных по Сибирскому региону. Как видно из таблиц, средние ошибки модели возрастают с увеличением заблаговременности прогноза как для температуры, так и для высоты изобарической поверхности. В среднем модель уменьшает СКО ряда в 2-3 раза.

Результаты показали, что при переходе от глобальной сети к Сибири средние ошибки прогнозов увеличиваются. Этот рост вполне объясняется ростом дисперсии прогнозируемого элемента.

Таблица 3.2 – Ошибки прогнозов среднедекадной температуры на уровне 500гПа, осредненной по территории земного шара

Заблаговременность	Эмпирический риск	Средний риск	СКО ряда
1 Декада	0.31	0.38	1.20
2 Декада	0.24	0.42	1.20
3 Декада	0.24	0.42	1.20
4 Декада	0.58	0.59	1.20

Таблица 3.3 – Ошибки прогнозов среднедекадной высоты изобарической поверхности 500гПа, осредненной по территории земного шара

Заблаговременность	Эмпирический риск	Средний риск	СКО ряда
1 Декада	9.1	10.5	28.26
2 Декада	12.12	12.20	28.26
3 Декада	13.99	14.1	28.26
4 Декада	15.35	15.46	28.26

Таблица 3.4 – Ошибки прогнозов среднедекадной температуры на уровне 500 гПа, осредненной по Сибири

Заблаговременность	Эмпирический риск	Средний риск	СКО ряда
1 Декада	1.73	2.06	7.65
2 Декада	2.12	2.14	7.65
3 Декада	2.45	2.51	7.65
4 Декада	2.8	2.9	7.65

Таблица 3.5 – Ошибки прогнозов среднедекадной высоты изобарической поверхности 500гПа, осредненной по Сибири

Заблаговременность	Эмпирический риск	Средний риск	СКО ряда
1 Декада	49.18	49.48	155.28
2 Декада	55.23	55.29	155.28
3 Декада	61.16	61.55	155.28
4 Декада	67.28	68.33	155.29

В таблицах 3.6- 3.7 приводятся номера информативных параметров из таблицы 3.1, которые выбираются в процессе прогнозирования изобарической высоты и температуры на уровне 500гПа. Из таблиц легко видеть, что параметры, как космические, так и метеорологические, часто повторяются при переходе от одной заблаговременности к другой. Это говорит, прежде всего, об устойчивости счета, причем эта устойчивость имеет место, как в случае прогноза высоты, так и в случае прогноза температуры.

Возможность прогнозировать барическое поле поочередно на одну и более декад вперед позволяет следить за развитием антициклона, даже если территория, по которой осуществляется осреднение поля, достаточно велика. Однако эта территория может быть уменьшена или увеличена в соответствии с конфигурацией моделируемого антициклона. Такой подход имеет свои преимущества по сравнению с вышеописанным подходом, когда прогнозируются не осредненные поля, а обобщенные характеристики антициклона, такие как его интенсивность и расположение его центра. Тем не менее, в рамках этого подхода остаются

Таблица 3.6 – Номера информативных параметров, отбираемых при прогнозе среднедекадной температуры T500 на различные сроки по Сибири

З А Б Л А Г О В Р Е М Е Н Н О С Т Ь				
№	1 декада	2 декада	3 декада	4 декада
1	44	44	44	44
2	40	15	15	15
3	13	12	12	12
4	3	40	40	40
5	8	13	13	13

.

Таблица 3.7 – Номера информативных параметров, отбираемых при прогнозе среднедекадной высоты H500 на различные сроки по Сибири

З А Б Л А Г О В Р Е М Е Н Н О С Т Ь				
№	1 декада	2 декада	3 декада	4 декада
1	48	48	3	3
2	3	3	8	8
3	44	8	7	48
4	8	7	48	7
5	18	21	21	15

существенные резервы повышения надежности прогнозов, главными из которых традиционно остаются обогащение исходных данных дополнительным содержанием, и усложнение восстанавливаемых по этим

данным зависимостей.

Перейдём к следующему этапу. Попробуем получить оценку значимости гелиогеофизических параметров, перечисленных в табл. 3.1, применительно к территории Сибири в зимний период года.

Анализировались 5 метеоэлементов декадного разрешения:

- Средняя аномалия давления, приведённого к уровню моря;
- Максимальная аномалия давления, приведённого к уровню моря;
- Широта максимальной аномалии давления, приведённого к уровню моря;
- Долгота максимальной аномалии давления, приведённого к уровню моря;
- Средняя температура на уровне 1000 гПа.

Для каждого из указанных метеоэлементов строились уравнения регрессии, на вход которых подавались 40 параметров из табл.3.1. Производилась автоматическая селекция и ранжирование параметров, по алгоритму, приведённому в п.3.1. Результаты вычислений сведены в таблицу 3.8.

Если посчитать по таблице встречаемость параметров по 6 и более раз, то получится следующий результат: 20-й параметр встретился 9 раз, 39-й встретился 8 раз, 10-й и 21-й встретились по 7 раз, 15-й и 35-й встретились по 6 раз. Если же сделать выборку только по первым, наиболее значимым параметрам, то получится, что 20-й встретился 4 раза, 21-й встретился 3 раза, 39-й встретился 4 раза, остальные не более 1 раза.

Отсюда следует очевидный вывод: из всего набора гелиогеофизических параметров наиболее значимыми по отношению к указанным метеоэлементам в Сибири являются:

1. Долгота вектора смещения Солнца относительно ЦМСС;
2. Широта вектора смещения Солнца относительно ЦМСС;
3. Кручение траектории Земли относительно барицентра Земля-Луна.

Таблица 3.8 – Роль гелиогеофизических параметров в формировании метеоэлементов Сибири

Месяц	Номера ранжированных параметров														
	Декабрь					Январь					Февраль				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Средняя аномалия давления, приведённого к уровню моря	21	31	20	39	25	21	20	15	22	35	20	21	10	34	14
Максимальная аномалия давления, приведённого к уровню моря	39	37	35	17	12	39	35	25	15	36	20	35	10	32	28
Широта максимальной аномалии давления, приведённого к уровню моря	36	39	21	38	31	20	6	38	34	13	10	32	35	39	15
Долгота максимальной аномалии давления, приведённого к уровню моря	21	20	10	25	14	39	38	21	32	10	20	15	14	16	36
Средняя температура на уровне 1000 гПа	15	32	16	21	10	39	20	15	10	35	28	20	22	39	16

4 СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДИНАМИКИ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СИБИРИ

4.1 Смещение Солнца от центра масс

В предыдущем разделе было установлено, что наиболее значимыми внешними факторами, по отношению к термобарическим полям Сибири и Северного полушария, являются смещение Солнца относительно центра масс Солнечной системы (ЦМСС) и кручение траектории Земли относительно барицентра Земля-Луна. Начнём с Солнца.

Солнце, как самый массивный объект Солнечной системы, удерживает силой гравитации планеты на их почти круговых орбитах. Но и планеты, то собираясь в узком секторе, то рассредоточиваясь по пространству, заставляют Солнце совершать орбитальное движение относительно ЦМСС. Такое вынужденное движение Солнца под воздействием внешних сил вызывает различные аномалии в солнечной активности и геофизических процессах [24-28 и др.]. Однако, есть и противники такой точки зрения, считающие, что указанный эффект отсутствует или незначителен [29-31 и др.]. Рассмотрим эту проблему подробнее.

Центр масс системы из n материальных точек с массами m_k ($k=1, n$) и координатами, заданными в момент времени t векторами $\mathbf{R}_k(t)$, определяется как точка, при помещении в которую начала координат, выполняется равенство

$$\sum_1^n \mathbf{R}_k(t) m_k = \mathbf{0} \quad (4.1)$$

Известно, что такая точка существует, и она единственная в каждый момент

времени. Применим (4.1) к Солнечной системе.

$$\mathbf{R}_0(t) = -\sum_1^9 \mathbf{R}_k(t) \frac{m_k}{m_0}, \quad (4.2)$$

где индекс «0» относится к Солнцу, а остальные индексы означают порядковые номера планет, включая Плутон. Под массой понимается масса планеты со всеми её спутниками. Зная координаты планет и их массы со спутниками относительно массы Солнца, из уравнения (4.2) найдём вектор смещения центра масс Солнца относительно ЦМСС, который для краткости иногда будем называть «смещением Солнца».

На рис. 4.1 приводится график модуля вектора $\mathbf{R}_0(t)$ и угла между ним и перигелием орбиты Земли. Угол необычно изменялся в 1985-1996 гг.: вектор смещения, пройдя перигелий, «попятился» назад и снова прошёл вперёд через перигелий. Это довольно редкое событие, с указанным ранее периодом в 178,8 лет, и с ним, в частности, связывают некоторые аномальные явления в лито-, гидро- и атмосфере Земли.

Понятно, что такого рода эффект может достигаться, прежде всего, через солнечную активность: изменение солнечной радиации, межпланетного магнитного поля, солнечных и галактических космических протонов и других элементов. Существует большое число работ в этом гелиогеофизическом направлении. Значительная часть таких работ исследует связь солнечной активности, измеряемой числами Вольфа, со смещением Солнца относительно центра масс Солнечной системы. Обычно анализ смещения Солнца проводится в неподвижной относительно звёзд системе координат, как, например, в [32].

В [33] был сделан переход в подвижную систему координат с началом в центре масс Солнца и осями, определяемыми репером Френе (сопровождающим триэдром). Начнём анализ с построения алгоритма вычисления компонент вектора Дарбу.

4.2 Алгоритм вычисления кривизны и кручения по 5-и точкам

Пусть в 3-мерном пространстве задана траектория движения точки

$$\mathbf{R}(u) = (x(u), y(u), z(u)),$$

где u - параметр. Обозначим через \mathbf{t} , \mathbf{n} , \mathbf{b} единичные вектора (касательной, нормали, бинормали) сопровождающего триэдра кривой $\mathbf{R}(u)$. По определению, вектор Дарбу есть

$$\mathbf{\Omega} = \rho \mathbf{b} + \tau \mathbf{t},$$

где ρ , τ - кривизна и кручение кривой $\mathbf{R}(u)$, равные

$$\rho = \frac{|\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}|}{|\mathbf{R}^{[1]}|^3}, \quad \tau = \frac{|\mathbf{R}^{[1]} \mathbf{R}^{[2]} \mathbf{R}^{[3]}|}{|\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}|^2}. \quad (4.3)$$

Цифры в квадратных скобках обозначают номер производной по параметру u . Будем также считать, что для всех точек кривой $\mathbf{R}(u)$ выполняются условия

$$(\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}) \neq \mathbf{0} \quad (4.4)$$

И пусть известны значения вектора \mathbf{R} в n точках u_1, u_2, \dots, u_n :

$$\mathbf{R}(u_k), \quad (k=1, \dots, n). \quad (4.5)$$

$$u_1 < u_2 < \dots < u_n \quad (4.6)$$

Займемся теперь нахождением кривизны и кручения кривой $\mathbf{R}(u)$ в точках $u=u_k$ на основе (4.3-4.6). Для достаточно гладких функций можно разложить вектор $\mathbf{R}(u)$ в ряд Тейлора в окрестности некоторой точки u_k с точностью до членов порядка $(u - u_k)^5$.

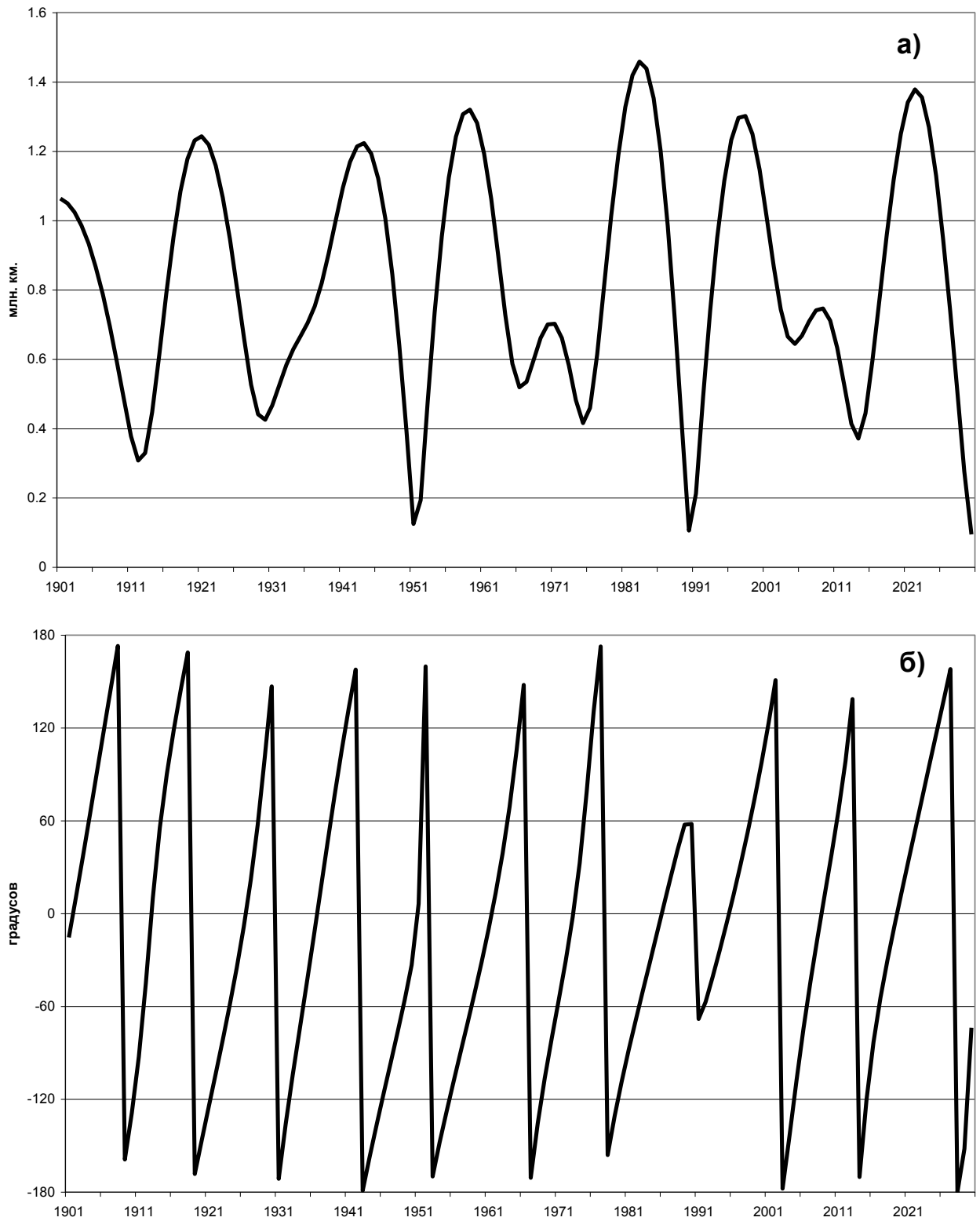


Рис. 4.1 - Вектор смещения центра масс Солнца от центра масс Солнечной системы:

а) модуль вектора;

б) угол между вектором и направлением на перигелий Земли.

$$\mathbf{R}(u) \approx \mathbf{R}(u_k) + \sum_{h=1}^{h=4} \mathbf{R}^{[h]}(u-u_k)^h / h!$$

В последнем уравнении неизвестны 4 производных от вектора \mathbf{R} в точке u_k . Для их оценки возьмём 5 точек $u_{k-2}, u_{k-1}, u_k, u_{k+1}, u_{k+2}$ и составим систему из четырёх уравнений:

$$\mathbf{R}(u_{k+j}) - \mathbf{R}(u_k) = \sum_{h=1}^{h=4} \mathbf{R}^{[h]}(u_{k+j}-u_k)^h / h! \quad (j=-2,-1,1,2)$$

Для удобства введем обозначения $b_j = u_{k+j} - u_k$ и выпишем систему в матричной форме

$$\begin{pmatrix} \mathbf{R}(u_{k-2}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k-1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+2}) - \mathbf{R}(u_k) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{-2} & b_{-2}^2/2! & b_{-2}^3/3! & b_{-2}^4/4! \\ b_{-1} & b_{-1}^2/2! & b_{-1}^3/3! & b_{-1}^4/4! \\ b_1 & b_1^2/2! & b_1^3/3! & b_1^4/4! \\ b_2 & b_2^2/2! & b_2^3/3! & b_2^4/4! \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{R}^{[1]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[2]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[3]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[4]}(u_k) \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

Обозначим через \mathbf{A} матрицу системы (4.7). Тогда детерминант системы сводится к определителю Вандермонда и равен

$$D_k = \det(\mathbf{A}) = \frac{b_{-2}b_{-1}b_1b_2}{2!3!4!}(b_{-1}-b_{-2})(b_1-b_{-2})(b_2-b_{-2})(b_1-b_{-1})(b_2-b_{-1})(b_2-b_1).$$

Из условия (4.6) и определения b_j следует, что $b_{-2} < b_{-1} < 0 < b_1 < b_2$, и поэтому детерминант $D_k \neq 0$ для всех $k=3, \dots, n-2$ и, следовательно, существует единственное решение системы (4.7), которое имеет следующий вид:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{R}^{[1]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[2]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[3]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[4]}(u_k) \end{pmatrix} = \mathbf{A}^{-1} \begin{pmatrix} \mathbf{R}(u_{k-2}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k-1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+2}) - \mathbf{R}(u_k) \end{pmatrix} \quad (4.8)$$

В частном случае, когда $u_k = k \Delta$, $b_j = j \Delta$, ($\Delta = \text{const}$),

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} -2\Delta & 2\Delta^2 & -4\Delta^3/3 & 2\Delta^4/3 \\ -\Delta & \Delta^2/2 & -\Delta^3/6 & \Delta^4/24 \\ \Delta & \Delta^2/2 & \Delta^3/6 & \Delta^4/24 \\ 2\Delta & 2\Delta^2 & 4\Delta^3/3 & 2\Delta^4/3 \end{pmatrix}$$

$$\Delta^7 \mathbf{A}^{-1} = \begin{pmatrix} \Delta^6/12 & -2\Delta^6/3 & 2\Delta^6/3 & -\Delta^6/12 \\ -\Delta^5/12 & 4\Delta^5/3 & 4\Delta^5/3 & -\Delta^5/12 \\ -\Delta^4/2 & \Delta^4 & -\Delta^4 & \Delta^4/2 \\ \Delta^3 & -4\Delta^3 & -4\Delta^3 & \Delta^3 \end{pmatrix} \quad (4.9)$$

Формула (4.8) с матрицей (4.9) даёт оценку первых четырёх производных вектора \mathbf{R} в точке u_k для равноотстоящих значений параметра u по значениям вектора в пяти точках: $\mathbf{R}(u_{k-2}), \mathbf{R}(u_{k-1}), \mathbf{R}(u_k), \mathbf{R}(u_{k+1}), \mathbf{R}(u_{k+2})$. По трём производным, находим кривизну и кручение по (4.3).

4.3 Зависимость солнечной активности от кривизны и кручения траектории Солнца

Зная координаты планет в различные моменты времени u_1, \dots, u_n , по формуле (4.2) получим оценку координат траектории движения Солнца $\mathbf{R}_0(u_k)$. По (4.3) вычислим кривизну и кручение траектории, учитывая, что условия применения этой формулы (4.4) и (4.6) выполняются. Заметим, что возможен и обратный переход: зная кривизну, кручение и значение \mathbf{R}_0 в одной точке, можно, при условии достаточной гладкости $\mathbf{R}(u)$, однозначно восстановить $\mathbf{R}_0(u)$. Иными словами, переход в движущуюся систему координат не приводит к потере информации о движении Солнца.

При оценке параметров вектора Дарбу важно выбрать шаг по времени или по длине отрезка траектории. При маленьком шаге, например в одни сутки, потребуется очень большая точность в вычислении координат планет, чтобы уловить кривизну траектории Солнца на интервале в 5 суток. Если же взять слишком большой шаг, например в 3 года, то за 15 лет Солнце уйдёт на второй оборот и корректную оценку параметров не получить. Оптимальным представляется шаг от полугода до одного года.

На рисунке 4.2 представлены графики изменения кривизны и кручения траектории Солнца с шагом в 1 год за период 1701-2050 гг. Параметр кривизны ведет себя как почти периодическая функция с основным периодом

около 20 лет, который, очевидно, определяется периодом схождения Юпитера с Сатурном в 19,86 года. Кручение - это более сложная функция: видны два типа экстремумов, модуль кручения которых больше или меньше 2 (млн.км.)^{-1} . Параметры вектора Дарбу характеризуют разные силы, воздействующие на Солнце: кривизна отражает центростремительные силы, а кручение характеризует гироскопические силы, которые выводят тело из плоскости его орбитального вращения.

Рассмотрим теперь связь максимумов чисел Вольфа с кривизной и кручением траектории движения Солнца относительно ЦМСС. Среднегодовые числа Вольфа взяты из [34].

На рисунке 4.3 представлены суммы аномалий кривизны и кручения с нанесенными на них максимумами чисел Вольфа. За «норму» кривизны взято среднее значение за период 1701-2050 г.г., равное $1.39 \text{ (млн.км.)}^{-1}$, а за «норму» кручения, естественно, взят ноль.

Если рассматривать только кручение, то года максимумов чисел Вольфа близки к годам достижения экстремумов кручения, когда суммы аномалий имеют значительный прирост или спад. К этой группе можно отнести следующие года максимумов: 1705, 1717, 1761, 1778, 1837, 1883, 1893, 1937, 1957, 1968, 1979, 2000 года и сюда же можно присоединить пару лет с небольшими экстремумами кручения: 1750, 1804. Исключение составляет максимум 1830 года, который начался на несколько лет раньше достижения кривизной локального максимума, весьма значительного по величине.

Суммы аномалий кривизны также часто располагают свои экстремумы рядом с годами максимумов чисел Вольфа, как бы выходя на первый план, когда суммы аномалий кручения значительно меньше среднего значения. К этой группе относятся: 1717, 1927, 1738, 1769, 1787, 1816, 1837, 1848, 1905, 1917, 1928, 1937, 1947 года. Отметим совпадение экстремумов кривизны и кручения в трёх случаях: 1717, 1837, 1937 году.

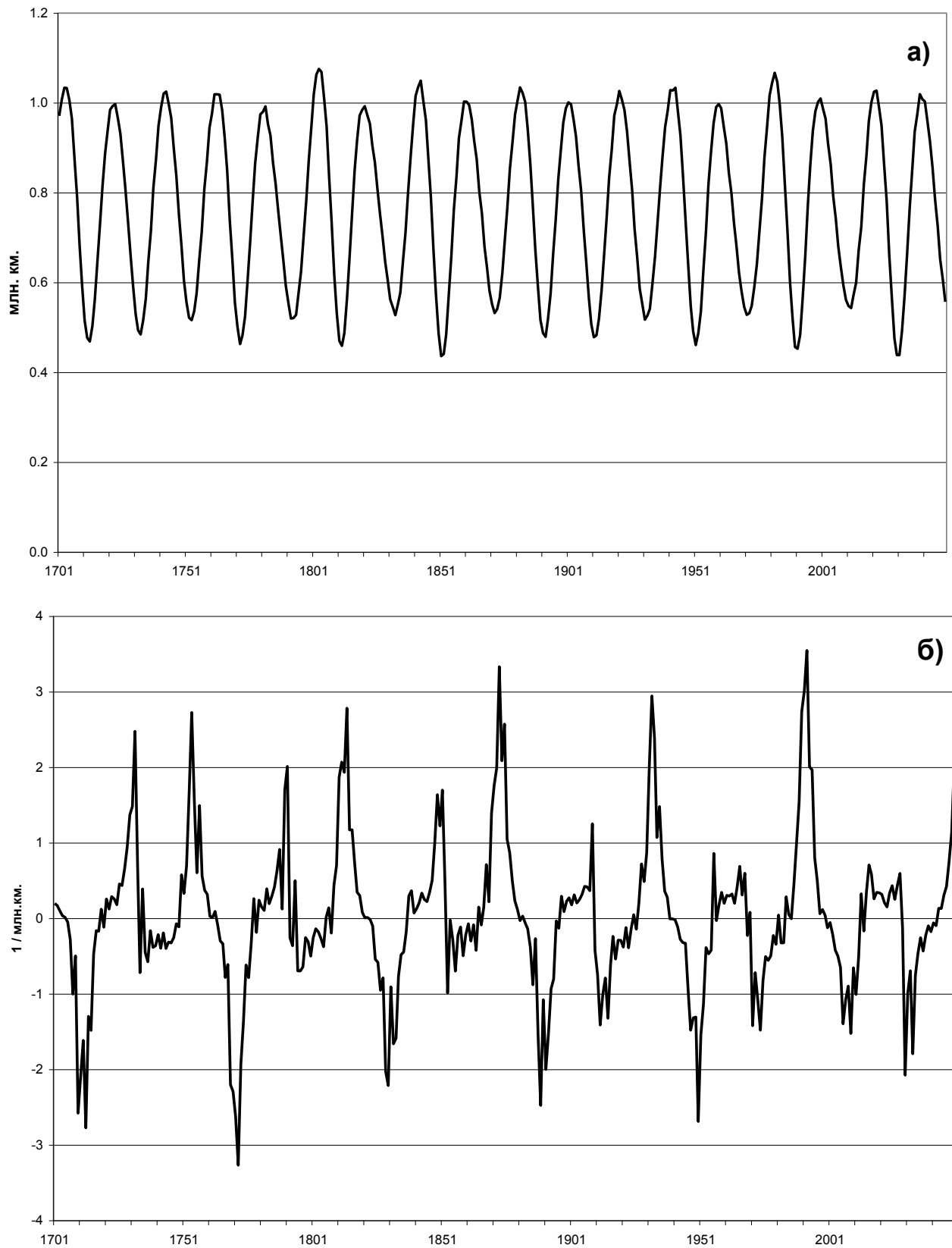


Рис. 4.2 – Параметры движения центра масс Солнца в подвижной системе координат:

- а) радиус кривизны траектории;
- б) кручение траектории.

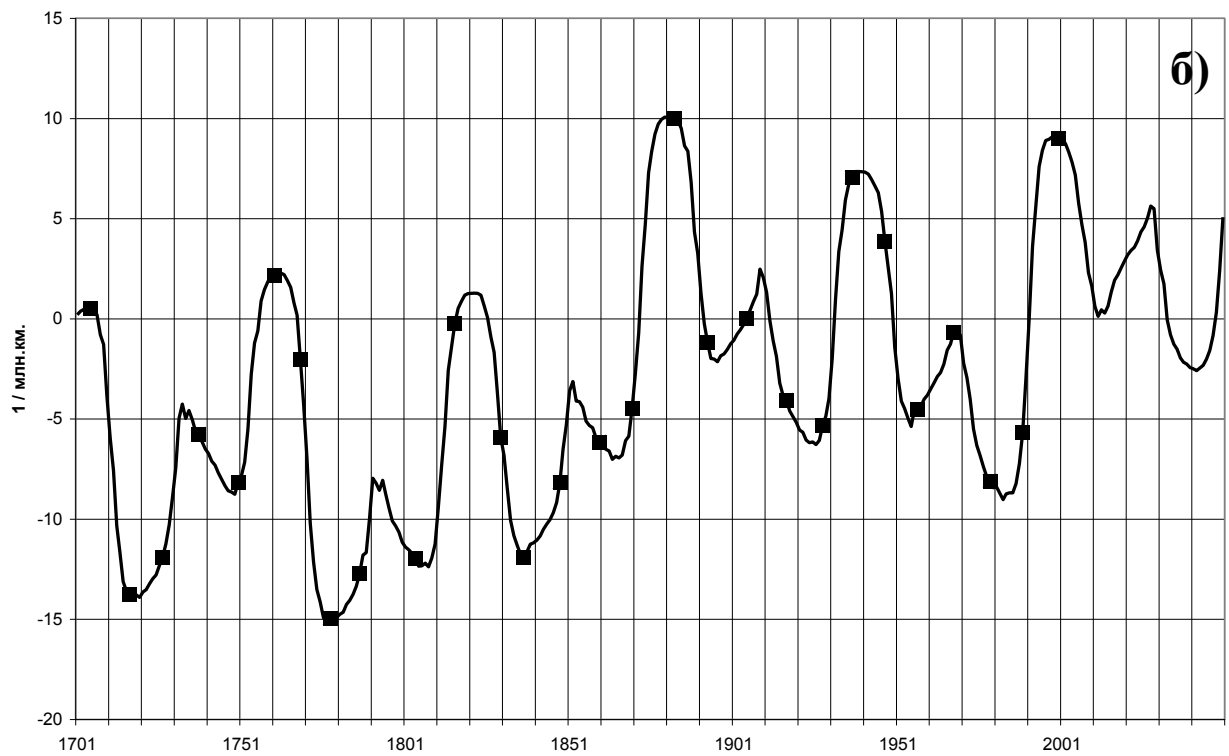
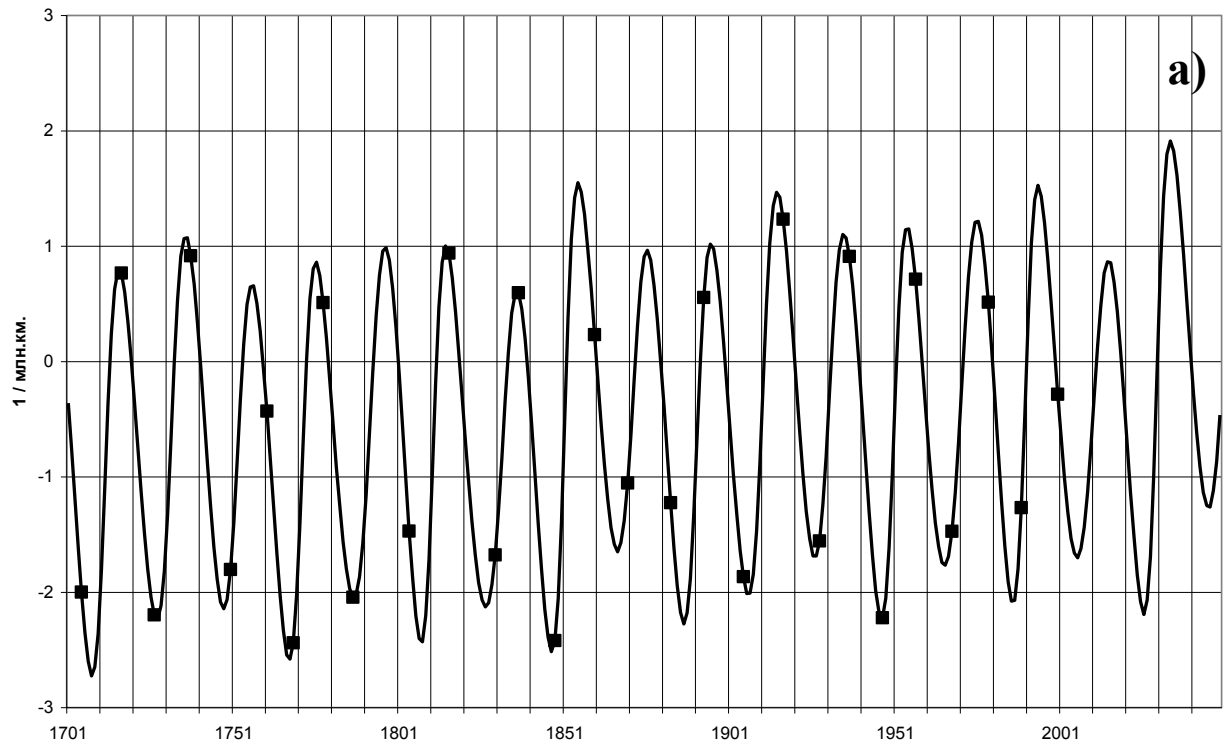


Рис. 4.3 – Суммы аномалий кривизны (а) и кручения (б) траектории Солнца с годами максимумов чисел Вольфа (квадратики).

Четыре максимума - 1830, 1860, 1870, 1989 годов - расположены на значительном удалении от локальных экстремумов кручения и кривизны, хотя первый из них попадает на точку перегиба, а второй на точку перелома интеграла от кручения траектории Солнца.

Результаты проведённого анализа сведены в таблицу 4.1. В таблице указан тип экстремума (максимум или минимум), а вопросами отмечены года, не укладывающиеся в общую схему. Построение физико-статистической модели, объясняющей совместное влияние двух, разных по своей физической сущности, компонент вектора Дарбу на солнечную активность, это проблема будущих исследований.

Итак, у нас есть основания считать, что солнечная активность в значительной мере контролируется смещением Солнца относительно ЦМСС. Поэтому есть смысл напрямую поискать статистическую связь геофизических процессов со смещением Солнца.

4.4 Влияние смещения Солнца на термобарические поля

Такого рода попытка была сделана в работе [28], в которой показана статистическая связь январской температуры приземного воздуха по югу Западной Сибири с проекцией вектора смещения Солнца на перигелий орбиты Земли.

Расширим эту модель. Во-первых, перейдём к декадному разрешению, во-вторых, расширим область до Сибири и полушария, в третьих, добавим аэрологические данные.

Пусть $G=(g_1, g_2, \dots, g_n)$ означает значения одноимённых декад метеоэлемента в с 1949 по 2012 год. Последовательность G всегда подвергалась нормировке и иногда высоко- и низкочастотной фильтрации:

$$h_k=(g_k - g_{cp})/\sigma, \quad u_k=(g_{k-1}+g_k+g_{k+1})/3, \quad w_k=g_k - P_3(g_k),$$

где x_{cp} , σ - среднее значение и стандарт элемента X ; $P_3(x_k)$ – полином

Таблица 4.1 – Зависимость годов максимума чисел Вольфа от экстремумов в суммах аномалий кривизны и кручения траектории движения Солнца относительно ЦМСС

№ цикла	Год максимума	Среднегодовое число Вольфа	Экстремумы	
			кривизны	кручения
-4	1705	59		макс.
-3	1717	63	макс.	мин.
-2	1727	122	мин.	
-1	1738	111	макс.	
0	1750	83		мин.
1	1761	86		макс.
2	1769	106	мин.	
3	1778	154		мин.
4	1787	132	мин.	
5	1804	48		мин.
6	1816	46	макс.	
7	1830	71	?	?
8	1837	138	макс.	мин.
9	1848	125	мин.	
10	1860	96	?	?
11	1870	139	?	?
12	1883	64		макс.
13	1893	85		мин.
14	1905	64	мин.	
15	1917	104	макс.	
16	1928	78	мин.	
17	1937	114	макс.	макс.
18	1947	152	мин.	
19	1957	190		мин.
20	1968	106		макс.
21	1979	155		мин.
22	1989	158	?	?
23	2000	120		макс.

3-й степени. Далее, были вычислены координаты вектора смещения Солнца на середину декады в гелиоцентрической эклиптической декартовой системе координат. Для каждого метеоэлемента (температура и геопотенциал на 1000, 850, 500, 250, 100 гПа, зональная и меридиональная компонента ветра на 500 гПа, влажность на 300 гПа, интерполированная OLR) и каждой из 36-и декад были найдены коэффициенты линейной регрессии:

$$\min \Sigma (h_k - c_1 x_k - c_2 y_k)^2$$

где x_k, y_k – координаты смещения Солнца в плоскости эклиптики в k -ом году (ось x направлена в γ - точку весеннего равноденствия);

c_1, c_2 – коэффициенты регрессии.

Кроме того, рассматривалась модель, когда вместо координат смещения (x, y) , брались координаты $(\xi(j), \eta(j))$. Здесь $\xi(j)$ – проекция вектора смещения на вектор положения Земли в середине j -ой декады ($j=1,36$), $\eta(j)$ – аналогичная проекция на вторую ось. Коэффициенты регрессии b_1, b_2 вычислялись по той же схеме:

$$\min \Sigma (y_k - b_1 \xi_k(j) - b_2 \eta_k(j))^2.$$

Анализ проведённых вычислений привёл к следующим выводам.

1. Сравнение результатов в неподвижной системе координат (x, y) с результатами в подвижной системе координат $((\xi(j), \eta(j)))$ позволяет заключить, что смещения Солнца проявляется не столько в привязке к положению Земли на орбите, сколько в привязке к самой орбите Земли.
2. В нижней тропосфере влияние смещения Солнца проявляется менее заметно (снимает до 5% дисперсии ряда), чем в верхней тропосфере и нижней стратосфере, где эффект достигает 20% дисперсии ряда.
3. Коэффициенты линейной регрессии смещения Солнца на относительную влажность атмосферы на уровне 300 гПа в неподвижной системе координат почти не меняются (рисунок 4.4). Сама регрессия при этом снимает 20% дисперсии ряда. Наиболее вероятным фактором, вызывающим такие изменения влажности в нижней стратосфере являются галактические и солнечные потоки протонов высоких энергий [36,37].

Каким образом смещение Солнца может влиять на потоки протонов высоких энергий? Возможны два варианта:

- смещение, как было показано ранее, контролирует солнечную активность, и, следовательно, через форбуш-эффект способно влиять на интенсивность галактических космических лучей (ГКЛ).

- большие по модулю значения вектора смещения Солнца означают, что планеты гиганты сгруппировались в узком секторе и тогда могут начать действовать 2 различных механизма изменения интенсивности ГКЛ: электромагнитный и гравитационный. Электромагнитный механизм был предложен Б.И.Сазоновым, суть которого в образовании за планетами, имеющими магнитное поле, конусов, где понижена интенсивность солнечного ветра, что облегчает проникновение ГКЛ вглубь Солнечной системы. Гравитационный механизм означает фокусировку, уплотнение ГКЛ за счёт силы гравитации планет, особенно эффективно, когда планеты гиганты сходятся в узком секторе, как это было в 1981-1982 гг.

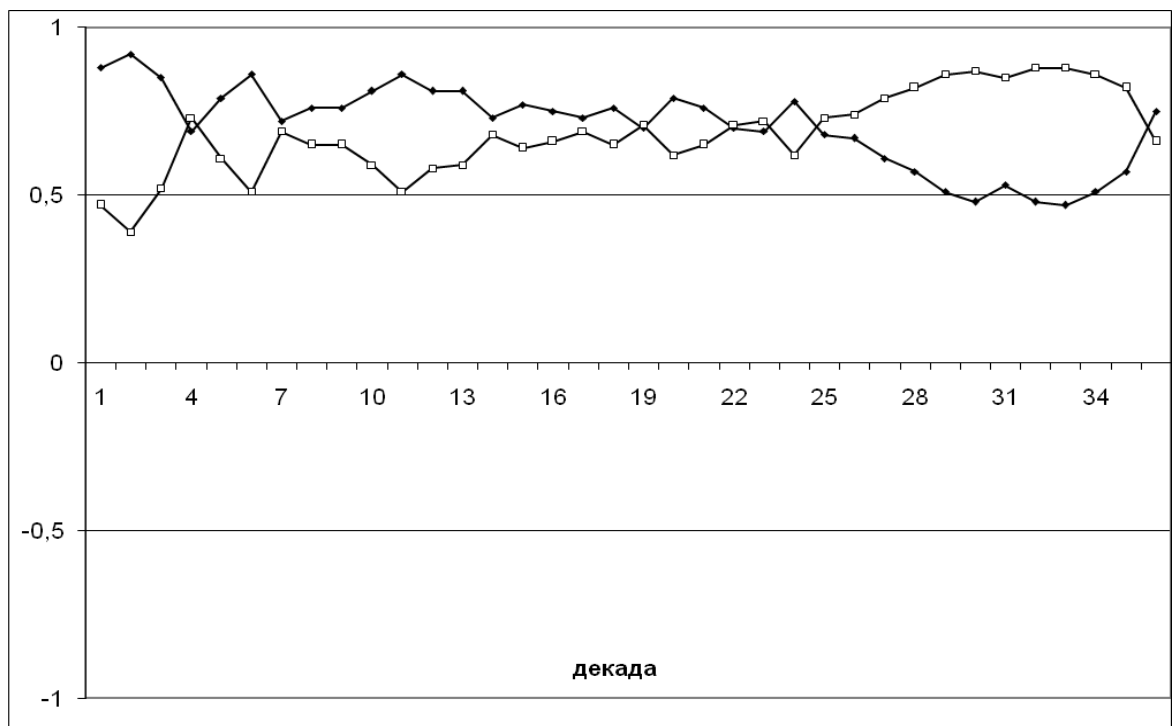
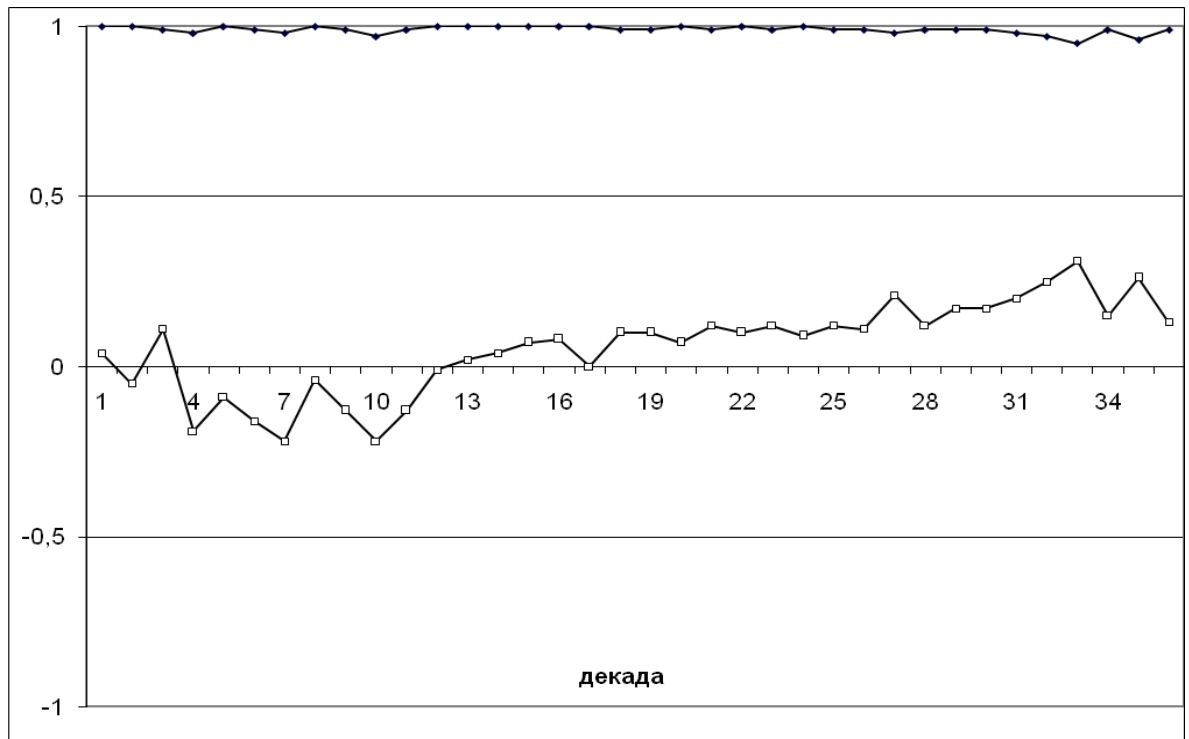


Рис. 4.4 – Нормированные на единицу коэффициенты линейной регрессии смещения Солнца на метеоэлементы Северного полушария: относительная влажность на 300 гПа (верх), температура атмосферы на 100 гПа (низ)

4.5 Кривизна и кручение траектории Земли

Влияние аномалий угловой скорости вращения Земли на общую циркуляцию атмосферы рассмотрено в публикациях [38, 39 и др.]. В свою очередь, на угловую скорость Земли влияют как земные факторы, например, изменения ледовитости полярных шапок [40], так и внешние факторы, например, Луна [41].

Перейдём в систему координат с началом в барицентре Земля-Луна. Обозначим через \mathbf{Z} , \mathbf{L} вектора от барицентра Земля-Луна до центра масс Земли и Луны, соответственно, а через M_3 и M_L – массу Земли и Луны. И пусть \mathbf{R} означает вектор Земля-Луна. По определению

$$M_3 \mathbf{Z} + M_L \mathbf{L} = 0, \quad \mathbf{R} = \mathbf{L} - \mathbf{Z}$$

Учитывая, что масса Земли в 81,26 раза больше массы Луны, получим

$$\mathbf{R} = -82,26 \mathbf{Z}, \quad \mathbf{Z} = -0,012157 \mathbf{R}$$

Следовательно, зная вектор \mathbf{R} , скажем, в эклиптической геоцентрической системе координат, найдём и вектор \mathbf{Z} в этой же системе координат.

Так как модуль вектора \mathbf{R} в среднем равен 384,4 тыс. км с колебаниями от 356,4 тыс. км до 406,7 тыс. км [42], то модуль вектора \mathbf{Z} , то есть расстояние от центра Земли до барицентра, равен 4670 км и колеблется в пределах от 4330 км до 4940 км. Барицентр Земля-Луна движется, как известно, по эллипсу, а сама Земля отклоняется в ту или иную сторону от кеплеровской орбиты до $3/4$ своего радиуса. Попытаемся понять, как влияют эти отклонения на геофизические процессы.

Между вектором $\mathbf{Z}(t)$, задающим траекторию центра масс Земли в 3-мерном пространстве, и параметрами вектора Дарбу - кривизны траектории $\rho(t)$ и кручения $\tau(t)$, существует взаимно-однозначное соответствие, при условии, что $\mathbf{Z}(t)$ - достаточно гладкая функция и известно положение точки в какой-то момент $\mathbf{Z}(t_0)$. Поэтому переход в систему координат, определяемую сопровождающим триэдром, не приводит к потере какой-либо информации. Но даёт преимущество: естественным образом разделяет

центробежную и гироскопическую силы, воздействующие на Землю, в частности, на гидро- и атмосферу.

Алгоритм вычисления кривизны и кручения на основе на 5-точечной схеме изложен в п.4.3. Здесь важно выбрать шаг по времени. Возьмем одни сутки, что означает прохождение Луной сектора около 60 градусов за 5 суток, и это позволяет адекватно понимать «соприкасающуюся окружность». По модели Киевского астрономического института были рассчитаны координаты вектора Земля-Луна $R(t)$ в геоцентрической эклиптической декартовой системе координат на 00 ВСВ за период 1850-2050 гг. с шагом в одни сутки.

На рисунке 4.5 показаны кривизна и кручение траектории Земли относительно барицентра Земля-Луна, а на рисунке 4.6 представлены кручение траектории Земли за 2012 и аномалия длины дня (LOD), взятая из <ftp://hpiers.obspm.fr/iers/eop/eopc04/eopc04.13> Из рисунков видно, что кривизна и кручение имеют разную статистическую структуру: кривизна как бы составлена из трёх гармоник с расстояниями между максимумами около 40 лет, что близко к брикнеровскому циклу. Кручение не имеет ярко выраженных длиннопериодных компонент, но её график за 2012 год иллюстрирует явную связь кручения с моментами перехода от замедления к ускорению Земли и обратно. Поэтому возникает идея отфильтровать низкочастотную компоненту LOD и сравнить её с кручением. В качестве фильтра была взята производная от LOD с шагом в одни сутки и одновременно продифференцировали кручение. Далее, для каждого года в отдельности был подсчитан коэффициент корреляции между этими рядами. Результат представлен на рисунке 4.7. Видно, что и кручение, и LOD близкие квазипериодические функции, коэффициент корреляции между которыми достигает по модулю значений 0,9. Близкие, но не совпадающие по периодам: коэффициент корреляции падает от экстремальных значений до нуля через 3-4 года и снова растёт.

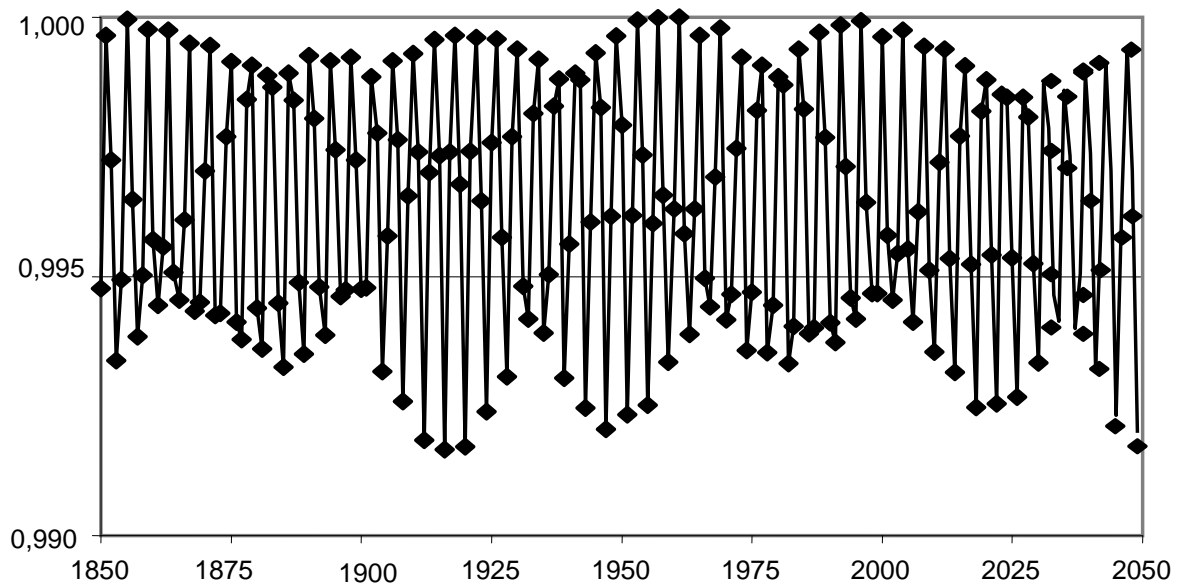
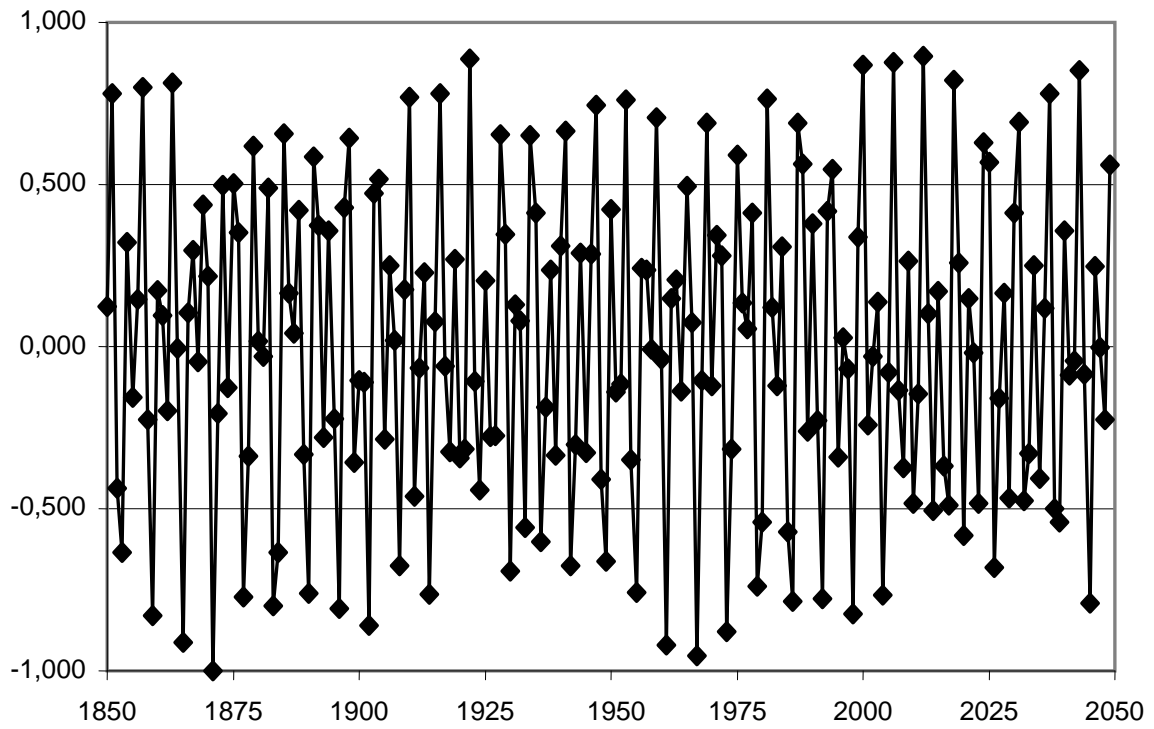


Рис. 4.5 – Среднегодовые значения кручения (верх) и кривизны (низ) траектории Земли (относительно максимумов).

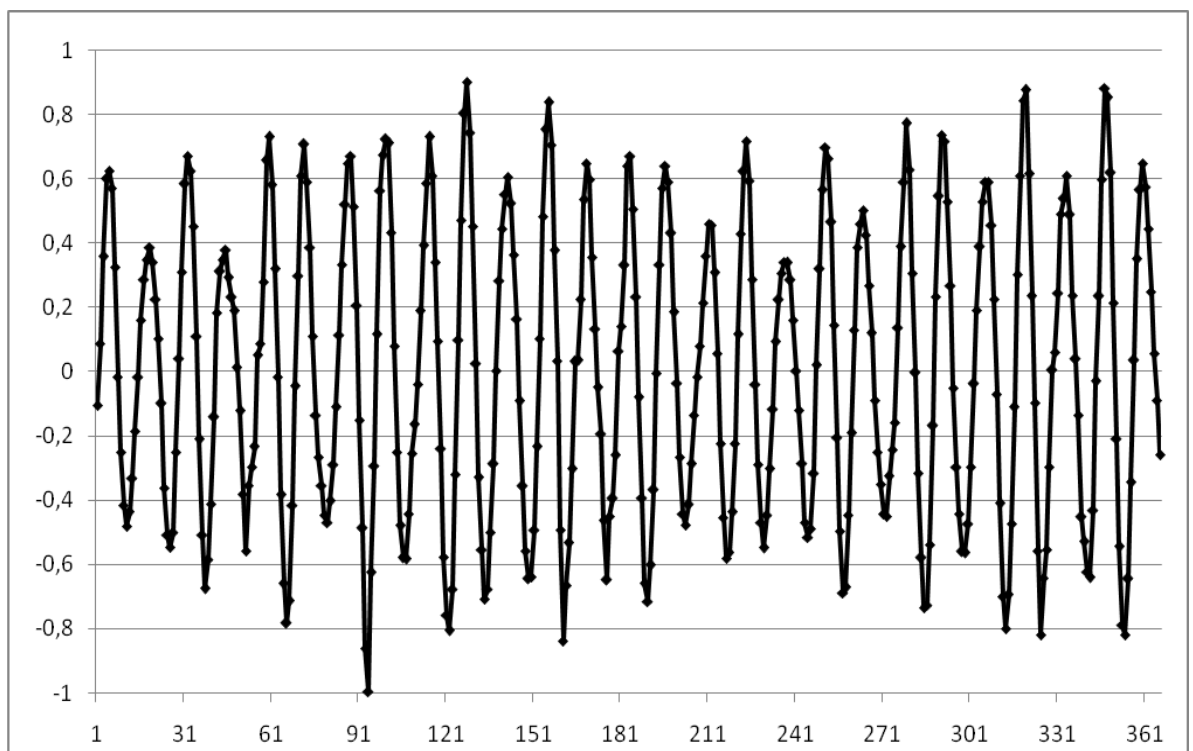
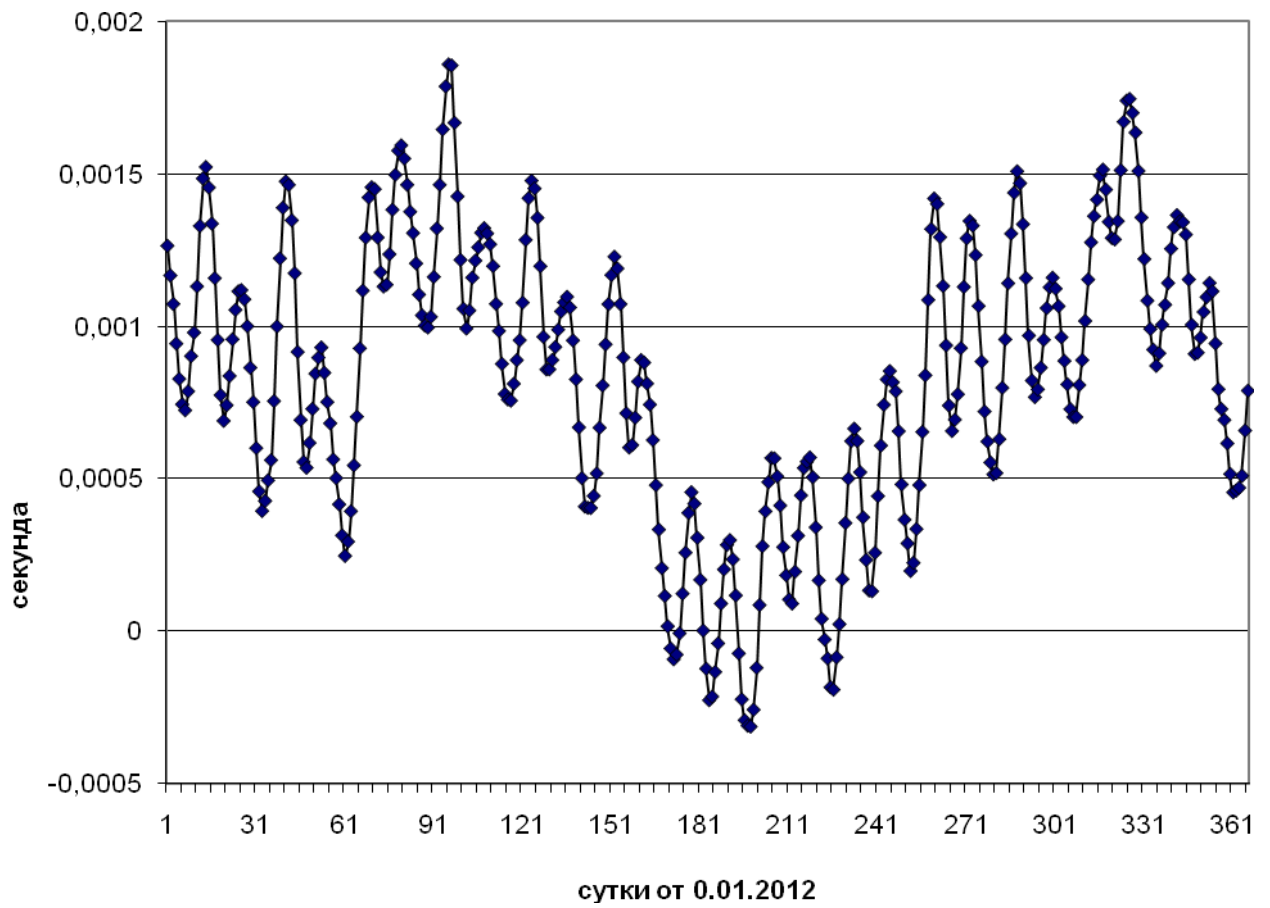


Рис. 4.6 – Аномалии угловой скорости Земли в 2012 году (верх)
и кручение траектории Земли (низ) относительно максимума.

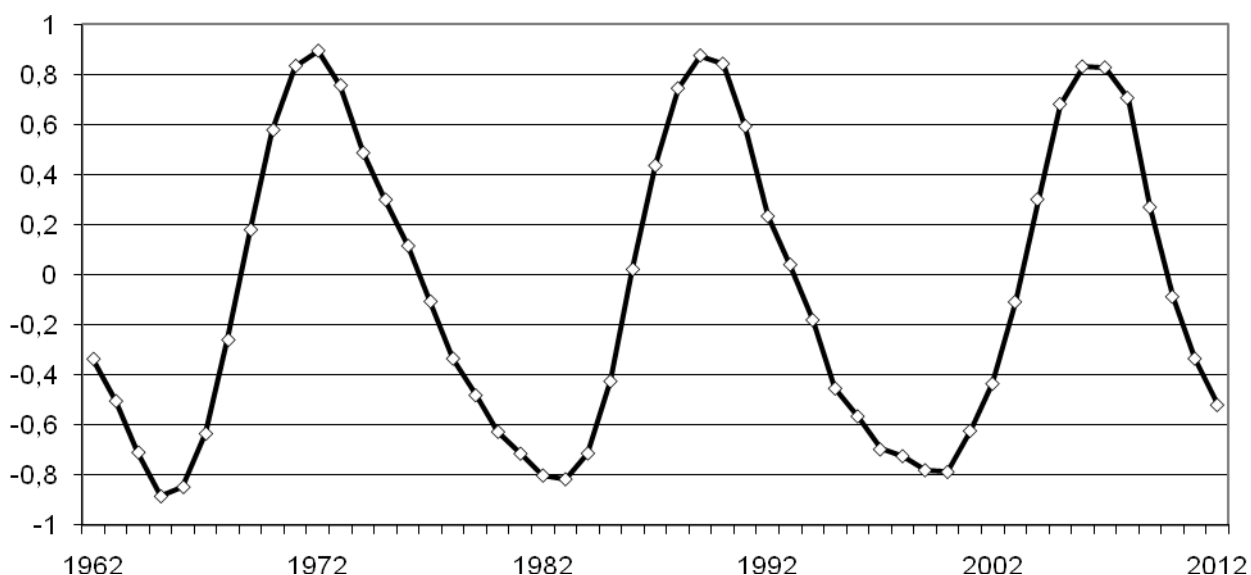


Рис. 4.7 – Ежегодные коэффициенты корреляции между производной от продолжительности суток и производной от кручения траектории Земли.

Такое регулярное поведение коэффициента корреляции позволяет с высокой точностью прогнозировать моменты смены ускорения-замедления Земли.

Эту проблему решал Н.С.Сидоренков, вычисляя изменения угловой скорости Земли под воздействием приливных колебаний, связанных с Луной и Солнцем [39, 40]. По нашей просьбе он передал нам свои графики прогнозов изменения угловой скорости Земли за 2006-2012 гг. с тем, чтобы поискать их связь с элементарными синоптическими периодами в Сибири.

Результат анализа представлен в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Средняя длина периодов смены процесса в 2006-2012 гг.

Период (сутки)	Процесс
6,65	Фактические аномалии длины суток (LOD)
6,82	Прогноз аномалий длины суток по Н.С.Сидоренкову
6,75	Кручение траектории Земли относительно барицентра
5,01	Элементарный синоптический период
6,74	Индексы Вангенгейма-Гирса (1961-1973)

Заметим, что стандарт среднего по LOD составляет 0,05 суток, то есть перечисленные процессы близки в статистическом смысле, за исключением элементарных синоптических периодов (ЭСП). Причина расхождений видится в субъективном способе выделения ЭСП. Синоптик, по-видимому, интуитивно предпочитает разбить процесс на части при малейшем намёке на переход к другому ЭСП. В этом смысле индексы Вангенгейма-Гирса, вычисляемые на уровне 500 гПа, где хорошо виден широтный перенос, более объективны.

Посмотрим, как смена периодов ускорения-замедления сказывается на температуре на 500 гПа. На рис. 4.8 показана разность температур на H500 вычисленная для периодов ускорения и периодов замедления угловой скорости Земли для Северного полушария и сектора Западной Сибири: от 60 в.д. и до 90 в.д. Тем же приводятся 5% доверительные интервалы.

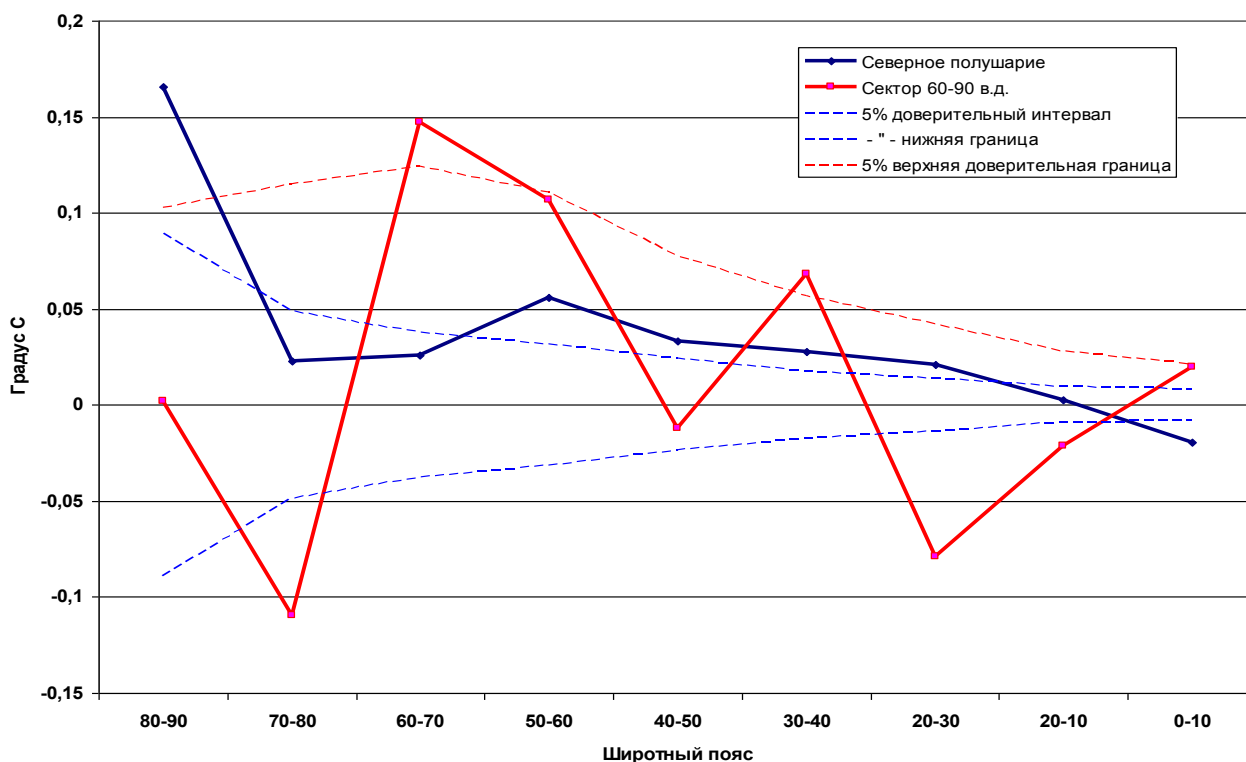


Рис. 4.8 – Разница средних температур атмосферы на H500 для периодов ускорения и замедления угловой скорости Земли за период 2006-2012 гг.

Видно, что в обоих вариантах есть статистически значимое различие, но с ярко выраженной широтной дифференциацией. Так в сибирском секторе разница температур в поясе 60-70 градусов имеет противоположный знак с разницей в поясе 70-80 градусов. Этот факт имеет прогностическое значение.

Следовательно, статистическое моделирование показывает, что Луна оказывает заметное влияние на термобарические поля Северного полушария и Сибири. Поэтому представляется перспективным дальнейшее развитие исследований [43,44] по выяснению роли Луны в изменениях погоды и климата Земли с помощью физико-статистического и гидродинамического моделирования.

5 МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОДОВОГО РАДИАЦИОННОГО ДИСБАЛАНСА ЗЕМЛИ

5.1 Предпосылки модели

«Баланс» буквально означает «весы» и трактуется как равновесие. Факт регулярного чередования ледниковых периодов с потеплениями заставляет думать, что нормой является состояние неравновесия или радиационного дисбаланса, когда приток солнечной энергии к Земле не совпадает с её уходом в Космос в течение длительных периодов времени. Почему возникает дисбаланс? Куда и в каких количествах перераспределяется избыток или дефицит энергии? Каковы последствия?

В своей классической работе [45] М. Миланкович предположил постоянство альbedo Земли в межледниковый период и сосредоточил внимание на изменениях приходящего потока солнечной радиации, которые вызваны изменениями параметров орбиты Земли за десятки и сотни тысяч лет. В нашем исследовании рассматриваются колебания климата на интервалах времени порядка сотен лет, когда колебания «солнечной постоянной» из-за изменения орбитальных параметров малы по отношению к колебаниям уходящего от Земли потока энергии. Более того, на этом этапе считаем неизменным ежегодный приход интегрального потока солнечной радиации к Земле (TSI – Total Solar Irradiation).

Объект нашего исследования – уходящий от Земли ежегодный поток солнечной радиации, вызванный изменениями альbedo: уходящая коротковолновая радиация (УКР или OSR - Outgoing Shortwave Radiation) и уходящая длинноволновая радиация (УДР или OLR - Outgoing Longwave Radiation).

Цель исследования – получение перспективной оценки изменения среднегодовой температуры приземной атмосферы в зависимости от сценариев изменения альbedo.

Пусть D означает годовой радиационный дисбаланс Земли. По

определению

$$D = E - E_{sw} - E_{lw}, \quad (5.1)$$

где E – количество солнечной радиации, поступающей в течение года на сечение Земли диаметральной плоскостью, перпендикулярной лучу Солнца; E_{sw} , E_{lw} – уходящие от Земли в течение года коротковолновая радиация и длинноволновая радиация, соответственно.

Насколько может изменяться дисбаланс (5.1)? Здесь всё зависит от масштаба времени. Так, авторы работы [46] указывают, что «...если бы величина «разбаланса» сохранялась на протяжении всего периода голоцена (10 тысяч лет) на уровне $\sim 1 \text{ Вт/м}^2$, этого было бы достаточно для таяния глобального слоя льда толщиной 1 км. Поэтому естественно считать, что в геологических масштабах времени «разбаланс» не мог превосходить небольшой доли от 1 Вт/м^2 ».

Современное внутривековое изменение приземной температуры воздуха Земли на $0.6-0.7^\circ\text{C}$ вызвано энергетическим дисбалансом $\sim 1 \text{ Вт/м}^2$, причём на 2003 год ещё оставался дисбаланс в объёме [47]

$$D_{2003} = 0,85 \text{ Вт/м}^2 .$$

Каким образом изменения сферического альбеда Земли могут создавать дисбаланс и, как следствие, изменения температуры приземной атмосферы? Перед построением модели этого процесса, получим предварительные оценки.

Приходящая солнечная радиация изменяется в 11-летних циклах солнечной активности порядка 0.1%, и эти флуктуации, несомненно, оказывают влияние на геофизические процессы. Но пока, как было сказано, не будем принимать их во внимание, полагая, что в любом году интегральный поток солнечной радиации $I(R,t)$ на расстоянии $R_0 = 1 \text{ AU}$ от Солнца, приходящий в единицу времени на единичную площадку, перпендикулярную потоку, является неизменным:

$$I_0 = I(R_0,t) = \text{const}. \quad (5.2)$$

Рассмотрим следующую модель. Пусть каждое полушарие Земли отражает в течение года свою постоянную долю солнечной радиации: α – альbedo Северного, β – альbedo Южного полушария. Тогда общее альbedo Земли $A(t)$ в момент времени t (время в долях года) есть

$$A(t) = \frac{\alpha(2\pi r^2 + 2\delta(t)r^2) + \beta(2\pi r^2 - 2\delta(t)r^2)}{4\pi r^2} = \frac{\alpha + \beta}{2} + \frac{\alpha - \beta}{2} \frac{\delta(t)}{\pi}$$

где угол $\delta + \pi/2$ есть угол между осью вращения Земли и вектором $\mathbf{R}(t)$ «Солнце-Земля», который определяется уравнением

$$\sin(\delta) = -\sin(\varepsilon) \cos(v - v_p);$$

ε – наклон оси вращения Земли; v – истинная аномалия Земли; v_p – угол от перигелия Земли до точки зимнего (в Северном полушарии) солнцестояния. Будем считать, что на орбите Земли

$$4\pi R^2 I(R, t) = 4\pi R_0^2 I_0,$$

где $R = |\mathbf{R}(t)|$. Следовательно, за интервал времени $T=1$ год разность между приходящей и отраженной коротковолновой солнечной радиацией есть

$$E - E_{sw} = \int_0^T I(R, t) \pi r^2 (1 - A(t)) dt = I_0 R_0^2 \pi r^2 \int_0^T \frac{(1 - A(t)) dt}{R^2(t)}.$$

(5.3)

Обозначим через $\mu = \mu(t)$ и $v = v(t)$ эксцентрическую и истинную аномалию Земли в момент времени t и выпишем необходимые соотношения:

$$R(v) = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos(v)} a, \quad R(\mu) = (1 - e \cos(\mu)) a,$$

где a – большая полуось орбиты Земли; e – эксцентриситет.

Чтобы взять интеграл (5.3), перейдём сначала от времени t к $\mu = \mu(t)$, продифференцировав уравнение Кеплера, а затем к истинной аномалии v . Имеем:

$$dt = \frac{T}{2\pi a} R(\mu) d\mu, \quad d\mu = \frac{R(v)}{a\sqrt{1-e^2}} dv, \quad R(t) \equiv R(v(t)) \equiv R(\mu(t)).$$

Подставляя в (5.3) последние соотношения, получим

$$E - E_{sw} = \frac{I_0 R_0^2 r^2 T}{2a^2 \sqrt{1-e^2}} \int_0^{2\pi} (1 - A(v)) dv = \frac{I_0 \pi r^2 T}{\sqrt{1-e^2}} \left\{ 1 - \frac{\alpha + \beta}{2} - \frac{\alpha - \beta}{(2\pi)^2} \int_0^{2\pi} \delta(v) dv \right\}$$

Интеграл от $\delta(v)$ будет равен нулю, если положить $\text{Sin}(\delta) = \delta$, на основании малости $\text{Sin}(\varepsilon)$. Итак,

$$E - E_{sw} = E_0 (1 - A_0), \quad (5.4)$$

где

$$E_0 = \frac{I_0 \pi r^2 T}{\sqrt{1-e^2}}, \quad A_0 = \frac{\alpha + \beta}{2}.$$

В рамках рассматриваемой модели, из уравнения (5.4) получаем следующие выводы.

1. Годовой приход солнечной радиации к земной поверхности не зависит от долготы точки зимнего солнцестояния в орбитальных координатах Земли. Этот факт соответствует независимости суммы тепла калорических полугодий по модели М. Миланковича [45] от долготы перигелия земной орбиты.

2. При годовом разрешении солнечная радиация, доходящая до поверхности Земли, не зависит от разницы среднегодовых альbedo полушарий.

3. На интервалах времени, когда «солнечную постоянную» и эксцентриситет орбиты Земли можно считать постоянными, только сферическое альbedo Земли определяет изменчивость годового притока солнечной радиации к земной поверхности.

5.2 Модель «альbedo→температура»

Далее, следуя М. Миланковичу [45], предположим:

- М1. Поверхность Земли однородна и горизонтальна под всеми широтами;
- М2. Атмосфера и гидросфера Земли неподвижны;
- М3. Атмосфера прозрачна для прямой и рассеянной солнечной радиации;
- М4. Обмен тепла между земной поверхностью и воздухом происходит только посредством излучения
- М5. Тепловой поток из глубин Земли равен нулю;
- М6. Влажность и облачность везде имеют одинаковое значение;
- М7. В межледниковый период альbedo Земли постоянно.

При перечисленных условиях температура излучения поверхности Земли, на основе законов Стефана-Больцмана и Кирхгофа, пропорциональна.

$$\Theta^4 \sim (1 - A_0) E_0 (1 + p), \quad (5.5)$$

где A_0 – доля солнечной радиации отражённая геосферами в течение одного года;

p – часть длинноволновой радиации, возвращенная атмосферой к поверхности земли в течение года (противоизлучение атмосферы);

E_0 - определено формулой (5.4).

Расширим модель (5.5). Предположим:

- Z7. М6 неверна, значит, годовое альbedo Земли может изменяться от года к году.
- Z8. Годовое противоизлучение атмосферы постоянно и равно $p_0 = \text{const}$.
- Z9. Годовой тепловой баланс между литосферой и остальными геосферами считаем нулевым.
- Z10. Атмосфера ежегодно передаёт в криосферу A_C долю полученной за год солнечной радиации.
- Z11. Гидросфера получает в течение года долю солнечной радиации H , из которой ежегодно передаёт в криосферу долю H_C , а остаток возвращает

из глубинных слоёв в поверхностный слой в течение L последующих лет долями h_1, h_2, \dots, h_L :

$$H = H_c + h_1 + h_2 + \dots + h_L .$$

Из (5.5) и предположений M1-M6, Z7-Z11 следует:

$$\Theta_k^4 \sim E_0 (1 - A_k) (1 + p_0 - A_c - H) + E_0 \sum_{j=1}^L h_j (1 - A_{k-j}) \quad (5.6)$$

Обозначая

$$d_0 = (1 + p_0 - A_c - H_c) , \quad d_k = \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}) \quad (5.7)$$

получим

$$\Theta_k^4 \sim E_0 (1 - A_k) d_0 + E_0 d_k = E_0 d_0 (1 - A_k) \left(1 + \frac{d_k}{d_0 (1 - A_k)} \right) . \quad (5.8)$$

Будем считать год N «нормальным», если $d_N = 0$. Это значит, что количество тепла, переданного солнечной радиацией в глубинные слои гидросферы в N -ом году, равно количеству тепла, полученному верхним слоем из глубинных слоёв в этом же году:

$$A_N \sum_{j=1}^L h_j = \sum_{j=1}^L h_j A_{N-j} \quad (5.9)$$

Тогда из (5.8)

$$\left(\frac{\Theta_k}{\Theta_N} \right)^4 = \frac{(1 - A_k)}{(1 - A_N)} \left(1 + \frac{d_k}{d_0 (1 - A_k)} \right) = \left(1 + \frac{A_N - A_k}{1 - A_N} \right) \left(1 + \frac{d_k}{d_0 (1 - A_k)} \right)$$

Слагаемые в скобках малы по сравнению с единицей, поэтому, оставляя по два первых члена в соответствующих рядах Тейлора, получим

$$\frac{\Theta_k}{\Theta_N} = \left(1 + \frac{A_N - A_k}{4(1 - A_N)} \right) \left(1 + \frac{d_k}{4d_0(1 - A_k)} \right) + o(1) . \quad (5.10)$$

Обозначим

$$\lambda_k = \frac{A_N - A_k}{4(1 - A_N)}$$

и, пренебрегая малыми членами, перепишем формулу (5.10) в виде

$$\Theta_k = \Theta_N + \Theta_N \lambda_k + \frac{\Theta_N}{4} (1 + \lambda_k) \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)}$$

$$\frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} = \lambda_k + \frac{(1 + \lambda_k)d_k}{4d_0(1 - A_k)} \approx \lambda_k + \frac{d_k}{4d_0(1 - A_k)}$$

в последнем переходе мы воспользовались малостью λ_k по сравнению с единицей.

Окончательно получаем: если год N удовлетворяет условию (5.9), то

$$\frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} = \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \frac{1}{4d_0(1 - A_k)} \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}) \quad (5.11)$$

Следовательно, аномалия среднегодовой температуры приземной атмосферы, как функция среднегодовых значений альbedo Земли, имеет следующий общий вид:

$$T_k - T_N = Q_0 + Q_1 A_k + \sum_{j=1}^L q_j \frac{A_k - A_{k-j}}{1 - A_k} \quad (5.12)$$

где $Q_0, Q_1, q_1, \dots, q_L$ – некоторые константы, независимые от A_k .

Модель (5.11) имеет слишком много степеней свободы, учитывая скудность ряда экспериментальных данных по динамике альbedo Земли. Можно несколько улучшить ситуацию, если предположить, что последовательность $\{h_k\}$, задающая тепловую инерцию гидросферы, имеет какой-то определённый вид, например:

$$H1: \quad h_k = h_0$$

$$\text{H2: } h_k = h_0 (1 - k/L)$$

$$\text{H3: } h_k = h_0 \exp\{-ck\}$$

и другие варианты, применяемые в гидродинамических моделях, но при неизменном условии

$$h_1 + h_2 + \dots + h_L = H - Hc. \quad (5.13)$$

5.3 Верификация модели

Применение общей формулы (5.12) к оценке аномалий приземной температуры воздуха требует знания среднегодовых значений альбедо Земли на протяжении нескольких десятков лет (учитывая тепловую инерцию гидросферы), причём с высокой точностью. Действительно, приняв $E=342$ Вт/м², $A=0.3$ и ошибку в оценке альбедо в 1%, то есть $\Delta A=0.003$, получаем оценку точности УКР: $E_{sw}=342*0,3*(1\pm 0,01)=102.6\pm 1,0$ Вт/м².

С какой же точностью выполняются современные измерения альбедо? В работе [48] указано, что измерения уходящей радиации, проведённые на двух разных типах аппаратуры, хорошо согласуются между собой: отклонения в измерении УКР составляет 1.5 ± 0.1 Вт/м², а в УДР 0.7 ± 0.1 Вт/м² в дневное время и 0.4 ± 0.1 Вт/м² в ночное время. При годовом усреднении эти отклонения уменьшаются почти в 20 раз, то есть до сотых долей Вт/м², что вполне приемлемо для целей нашего исследования. Но здесь надо различать происхождение ошибки: со смещением или без смещения. Если ошибка имеет систематический характер (снижение орбиты спутника, потеря точности прибора, калибровка и др.), то усреднение суточных данных, естественно, не устранил эту ошибку в годовом разрешении.

Из (5.12) следует, что аномалии среднегодовой температуры Земли, в первом приближении, есть линейная функция от среднегодовых значений альбедо Земли в этом же году. Значения альбедо за период 1984-2003 возьмём из работы [49], а значения среднегодовых аномалий приземной температуры

воздуха за этот же период возьмём из [50, рис. РП-1]. С помощью метода минимальных квадратов находим

$$Q_0 = 4,2 \text{ } (^{\circ}\text{C}) \quad Q_1 = -12,7 \text{ } (^{\circ}\text{C}).$$

На рисунке 5.1 представлены графики аномалий среднегодовых температур приземного воздуха и их оценка моделью (12) при $L=0$. Коэффициент корреляции между этими рядами равен 0,8 и является статистически значимым на 5%-ном уровне значимости.

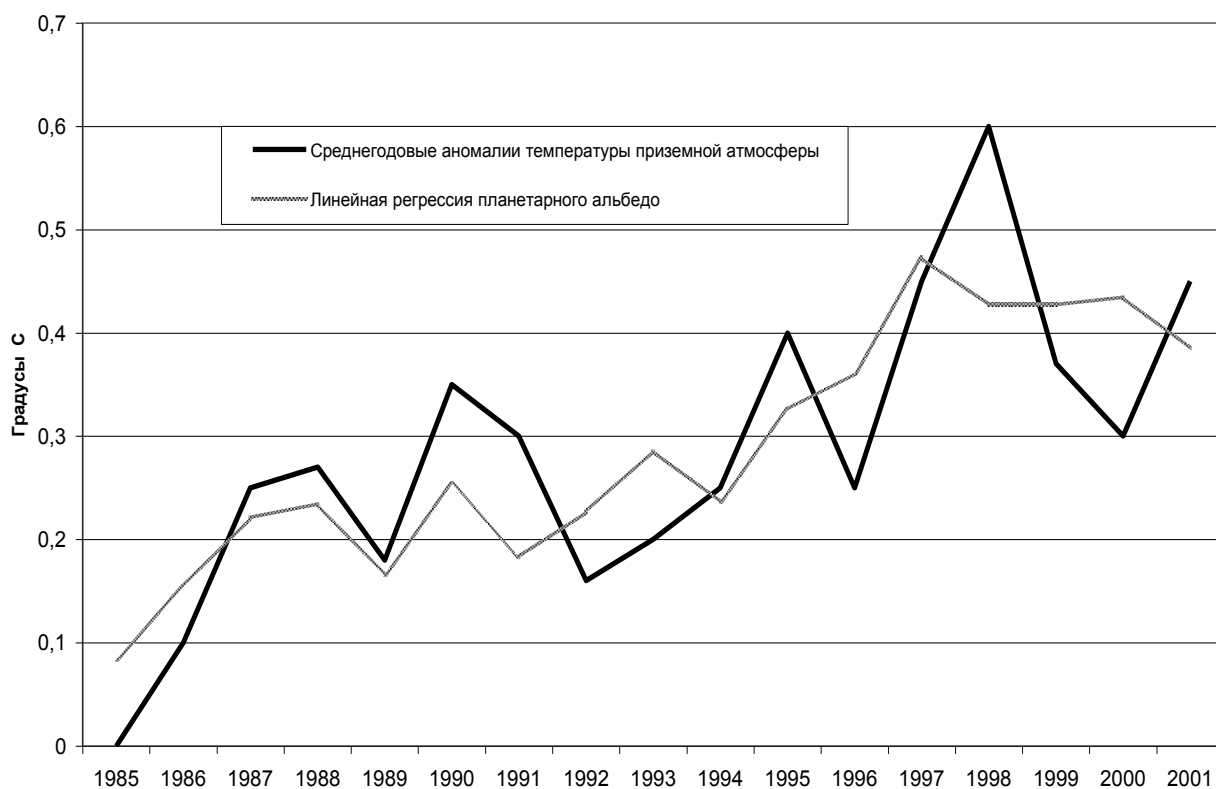


Рис. 5.1 – Линейная регрессия среднегодового планетарного альbedo Земли на среднегодовую температуру приземной атмосферы.

Через год авторы [49] откорректировали свой результат, уменьшив размах, оценённых ими колебаний альbedo вчетверо: с 8% до 2% [51]. Впрочем, для анализируемой модели в линейном приближении размах не имеет значения: здесь важны относительные изменения альbedo, дискуссия о которых продолжается и по настоящее время.

Предположим теперь, что в течение не менее L лет планетарное альbedo было постоянным и равным A_N . После чего в год, который примем

за начало отчёта, оно изменилось скачком до значения $(1-\Delta)A_N$, и далее это значение не менялось.

Вопрос: как будет изменяться приземная температура воздуха? Из (5.11) получаем

$$4 \frac{T_k - T_N}{273 + T_N} (1 - A_N) = A_N - (1 - \Delta)A_N + \frac{1 - A_N}{d_0(1 - (1 - \Delta)A_N)} \sum_{j=k}^L h_j ((1 - \Delta)A_N - A_N) =$$

$$= A_N \Delta - \frac{(1 - A_N) \Delta A_N}{d_0(1 - A_N + \Delta A_N)} \sum_{j=k}^L h_j = \Delta A_N \left(1 - \frac{1}{d_0} \sum_{j=k}^L h_j + o(1)\right).$$

Обозначим $\rho_0 = \frac{\sum_{j=1}^L h_j}{d_0}$, $g_k = \frac{\sum_{j=k}^L h_j}{\sum_{j=1}^L h_j}$ и, пренебрегая (1),

получим

$$T_k - T_N = \Delta A_N (1 - \rho_0 g_k) \frac{273 + T_N}{4(1 - A_N)}. \quad (5.14)$$

Параметр ρ_0 показывает долю солнечной радиации, которая передаётся в глубинные слои гидросферы за один год, а параметр g_k - оставшуюся в гидросфере долю тепла через k лет.

Предположим, что $A_N=0.3$, $\Delta=-0.01$, $T_N=18$ °С, $h_k=h_0(1-k/L)$. Тогда аномалия температуры приземной атмосферы для различных вариантов ρ_0 будет, в соответствии с (5.14), иметь вид, показанный на рисунке 5.2. Если пренебречь теплосодержанием атмосферы, то ρ_0 будет указывать на перераспределение солнечной радиации между гидросферой и криосферой: при $\rho_0=1$ вся энергия уходит в гидросферу, при $\rho_0=0$ - в криосферу. Модель показывает вполне реалистические результаты: при уменьшении альбедо на 0,01 температура нижней атмосферы асимптотически увеличивается до 1,1°С,

причём, при $\rho_0=0.75$ и $L=50$, аномалия температуры атмосферы составляет 0.75°C через 20 лет после скачка альбедо, что очень близко к современному процессу изменения температуры нижней тропосферы.

Основной вывод IV доклада IPCC о невозможности объяснить современное потепление только природными факторами [52], конечно, верен, если рассматривать флуктуации только приходящего интегрального потока солнечной радиации.

Но есть и уходящий поток!

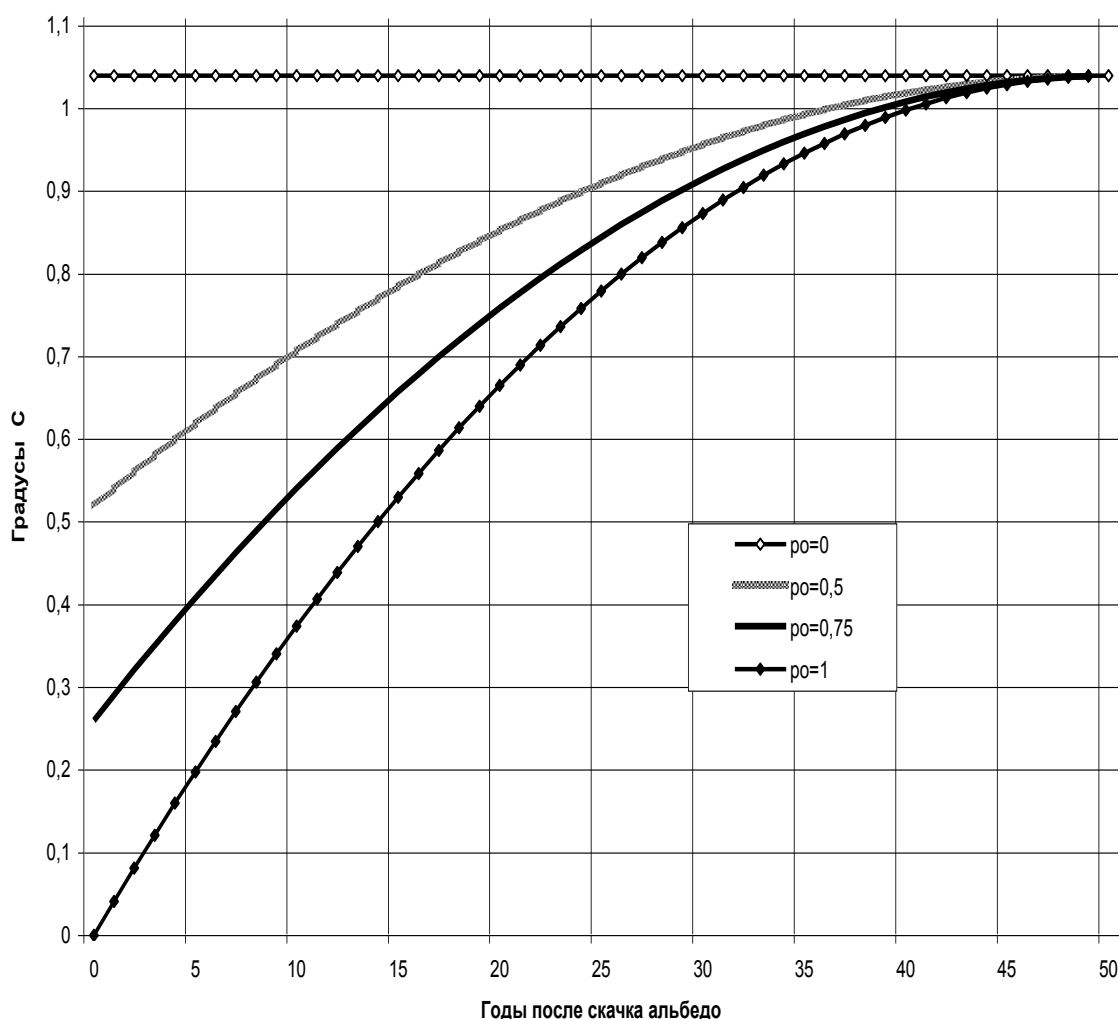


Рис. 5.2 – Динамика аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха при скачкообразном изменении сферического альбедо Земли:

$A_N=0.3$, $\Delta=-0.01$, $T_N=18$ °С, $L=50$, $g(k)$ - линейное убывание.

Построенная модель, учитывающая изменчивость планетарного альbedo, вполне удовлетворительно, как показывает рисунок 5.2, оценивает и величину, и темп современного потепления. Результат, заметим, получен при фиксированном годовом противоизлучении атмосферы.

5.4 Оценка изменений температуры приземной атмосферы по сценарию изменения альbedo Земли

В предыдущем пункте построена модель «альbedo→температура», которая по заданному набору годовых значений альbedo $\{A_k\}$ оценивает относительную аномалию среднегодовой температуры приземной атмосферы Θ_k в k -ом году.

В качестве сценария изменения межгодовых изменений альbedo был принят «скачок», то есть переход от одного многолетнего значения альbedo к другому фиксированному значению. Рассмотрим теперь симметричный сценарий изменения альbedo, то есть сценарий, когда падение альbedo, и начало его подъёма, зафиксированное инструментально, сменится ростом альbedo с таким же темпом.

В основе модели – общая схема энергетического дисбаланса Земли, которая представлена на рис. 5.3. Схема иллюстрирует перераспределение солнечной энергии по геосферам в зависимости от годовых аномалий планетарного альbedo. Изменение альbedo, например, его уменьшение, приводит к увеличению поступающей солнечной радиации, что повышает теплосодержание в гидросфере, нагревает нижнюю атмосферу, уменьшает объём и площадь криосферы и, как следствие, повышает уровень Мирового океана и высоту снеговой линии.

Основным теплоносителем является гидросфера, обладающая

значительной тепловой инерцией, то есть способностью накапливать большие объёмы тепла и возвращать его в течение десятков, сотен и многих тысяч лет. Криосфера в этих процессах играет роль термического стабилизатора и индикатора тепловых процессов Земли, забирая излишки тепла из гидросферы и атмосферы на фазовые превращения льда и снега в воду, а при увеличении альбедо забирает излишки холода на превращения воды в лёд. Атмосфера по сравнению с гидросферой обладает несравненно меньшей теплоёмкостью, и её состояние в значительной мере предопределяется состоянием верхних слоёв гидросферы и литосферы. Относительно литосферы предполагается, что её годовой энергетический баланс равен нулю. Это не значит, что литосфера не влияет на энергетический дисбаланс, влияние вулканизма на альбедо очевидно. Биосфера также влияет на альбедо, так, по некоторым оценкам она вызвала уменьшение температуры приземной атмосферы на 1 градус из-за всё увеличивающейся вырубки лесов.

Набор констант h_j ($j=1, \dots, L$) задаёт доли тепла, которое глубинный слой возвращает в верхний слой в течение последующих L лет. «Верхним» считается слой воды гидросферы, тепло из которой было передано в атмосферу и криосферу в течение года, а «глубинным» - нижележащий слой. Установить границу раздела между верхним и глубинным слоями трудно, так как она значительно изменяется из-за разной энергоактивности океанов. Ещё труднее найти баланс тепла на этой границе. По этим причинам будем рассматривать следующие три сценария функций возврата тепла:

$$h_j(1) \sim 1 - \exp(-bj) \quad (\text{медленный сценарий})$$

$$h_j(2) \sim 1 - \frac{j}{L} \quad (\text{линейный сценарий})$$

$$h_j(3) \sim \exp(-cj) \quad (\text{быстрый сценарий})$$

где L – глубина тепловой инерции гидросферы в годах; $j=1, \dots, L$;

b, c – константы.

Пусть i означает номер сценария (который для простоты иногда будем опускать). Обозначим

$$e_j(i) = \frac{h_j(i)}{h_0(i)} \quad h_0(i) = \sum_{j=1}^L h_j(i) \quad \sum_{j=1}^L e_j(i) \equiv 1 \quad (5.15)$$

Тогда все сценарии будут иметь общий вид:

$$h_j(i) = h_0(i)e_j(i) \quad (5.16)$$

Рисунок 5.4 иллюстрирует все три сценария изменения функций передачи тепла из глубинного слоя в верхний слой, как в абсолютном, так и в нормированном виде.

Перепишем теперь (5.11) с учётом (5.15, 5.16).

$$\frac{\Theta_k(i) - \Theta_N}{\Theta_N} = \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \frac{h_0(i)}{4d_0} \sum_{j=1}^L e_j \frac{(A_k - A_{k-j})}{(1 - A_k)} \quad (5.17)$$

Для решения поставленной задачи нам, в соответствии с (5.17), необходимо определить:

A_N , Θ_N - «нормы» альbedo и приземной температуры;

A_k - сценарий изменения альbedo Земли;

$$Z_0(i) = \frac{h_0(i)}{d_0} - \text{константа.}$$

Напомним, что норма была определена ранее в разделе 1, как 30-летний период, когда достигается минимальный тепловой разбаланс между верхним и глубинным слоями Мирового океана. Ближе всего по этому критерию оказался период 1951-1980 гг.

Перейдём теперь к симметричному сценарию изменения среднегодового альbedo Земли. Зная по экспериментальным данным тот факт, что межгодовые колебания OSR за прошедшие десятилетия почти на порядок превышают флуктуации годовых TSI, можно с хорошей точностью оценить

динамику альбедо по изменчивости OSR. В свою очередь облачность является важнейшим фактором, формирующим OSR. В работах [49, 51] опубликованы графики экспериментальных данных по альбедо и общей. Общей чертой и альбедо, и балла облачности является их падение до конца прошлого века с последующим подъёмом. На рисунке 5.5 схематически изображены их локальные тренды. То есть в первом приближении у нас есть основания принять, что начавшийся процесс увеличения альбедо будет иметь симметричный вид к прошедшему процессу его уменьшения, то получим искомый сценарий годового изменения альбедо Земли:

$$A_k = A_N \quad , \quad k \leq 1984 ,$$

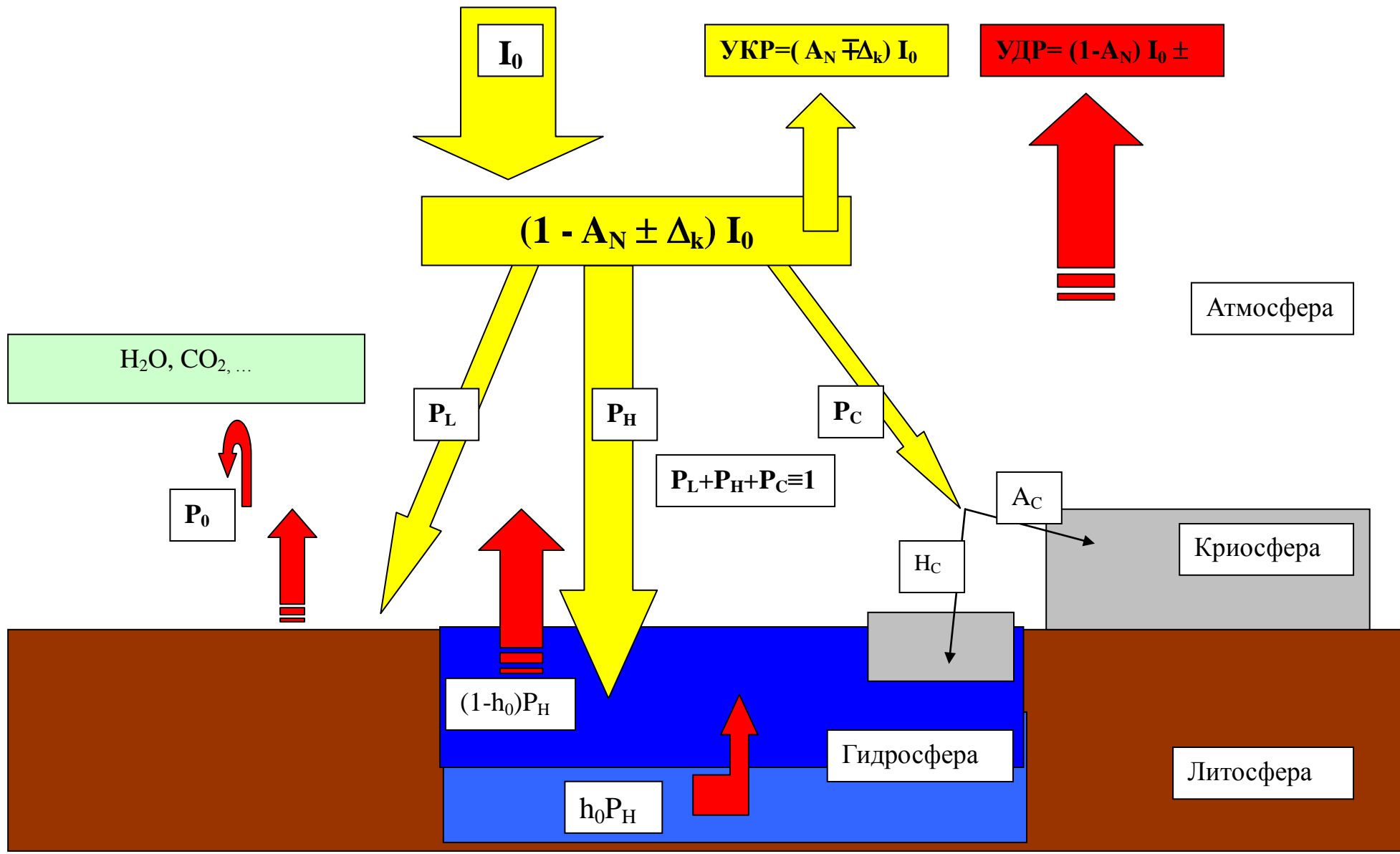
$$A_k = A_N \left(1 - \frac{k - 1984}{15} \delta\right) \quad , \quad 1984 \leq k \leq 1999$$

$$A_k = A_N \left(1 - \delta + \frac{k - 1999}{15} \delta\right) \quad , \quad 2000 \leq k \leq 2014$$

Константа δ - это очень чувствительный параметр: отличие варианта с $\delta=0,011$ от варианта $\delta=0,009$ по модели (5.1) весьма значительно. Проблема в том, что пока что у нас нет многолетних надёжных инструментальных измерений альбедо Земли. По этой причине примем за модельный вариант $\delta=0,01$, который даёт наиболее близкие к экспериментальным данным значения, вычисленные по (5.17).

Третью задачу - поиск константы Z_0 - решим, как обычно, с помощью метода минимальных квадратов, исходя из принятого сценария.

Итак, основные параметры определены, и можно перейти к вычислениям по (5.17). Сначала рассмотрим тип линейной функции, как наиболее простой: у неё только один параметр – глубина тепловой инерции. Для значений $L=10, 25, 50, 100, 200$ были найдены аномалии температуры по формуле (5.11) и сопоставлены с данными по фактической температуре за период с 1984 по 2009 гг. Оказалось, что из выбранных вариантов, ближе всего к экспериментальным данным вариант $L=25$ лет. Здесь надо понимать, что это



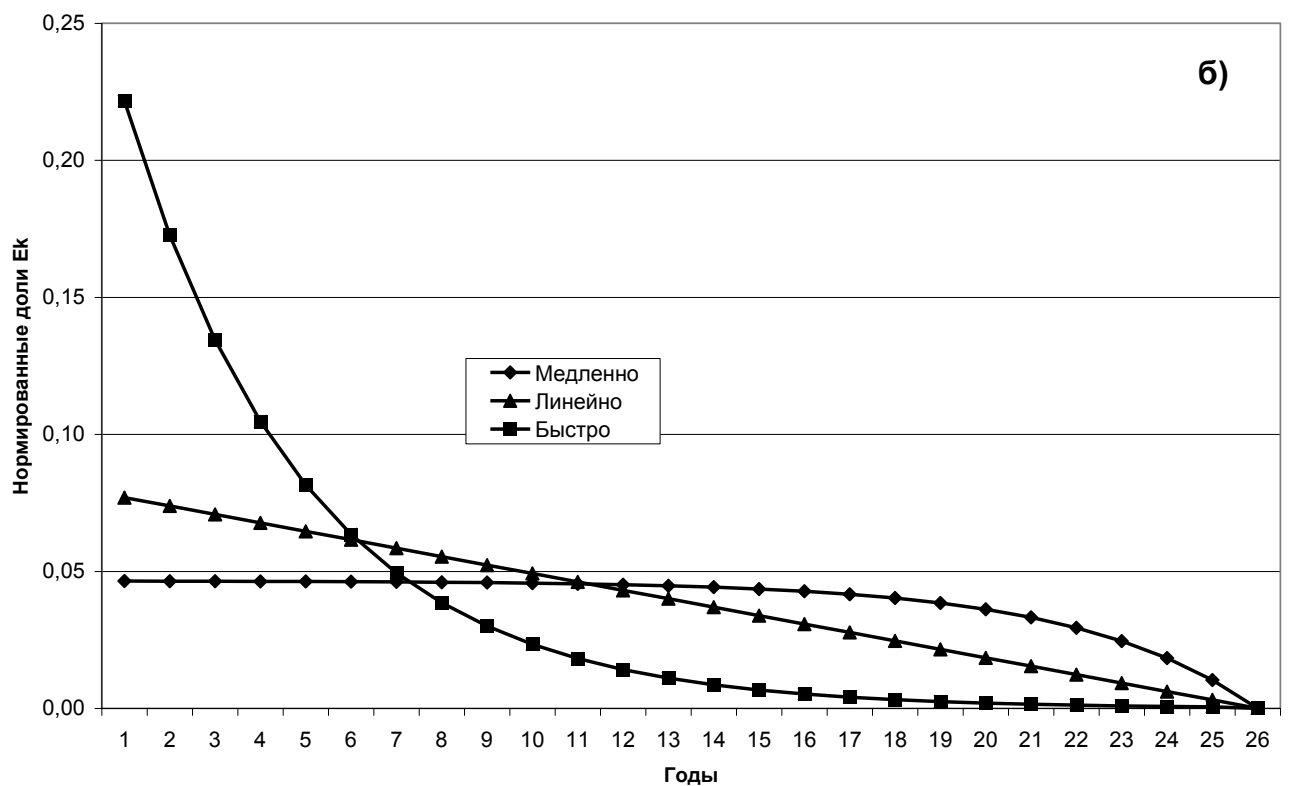
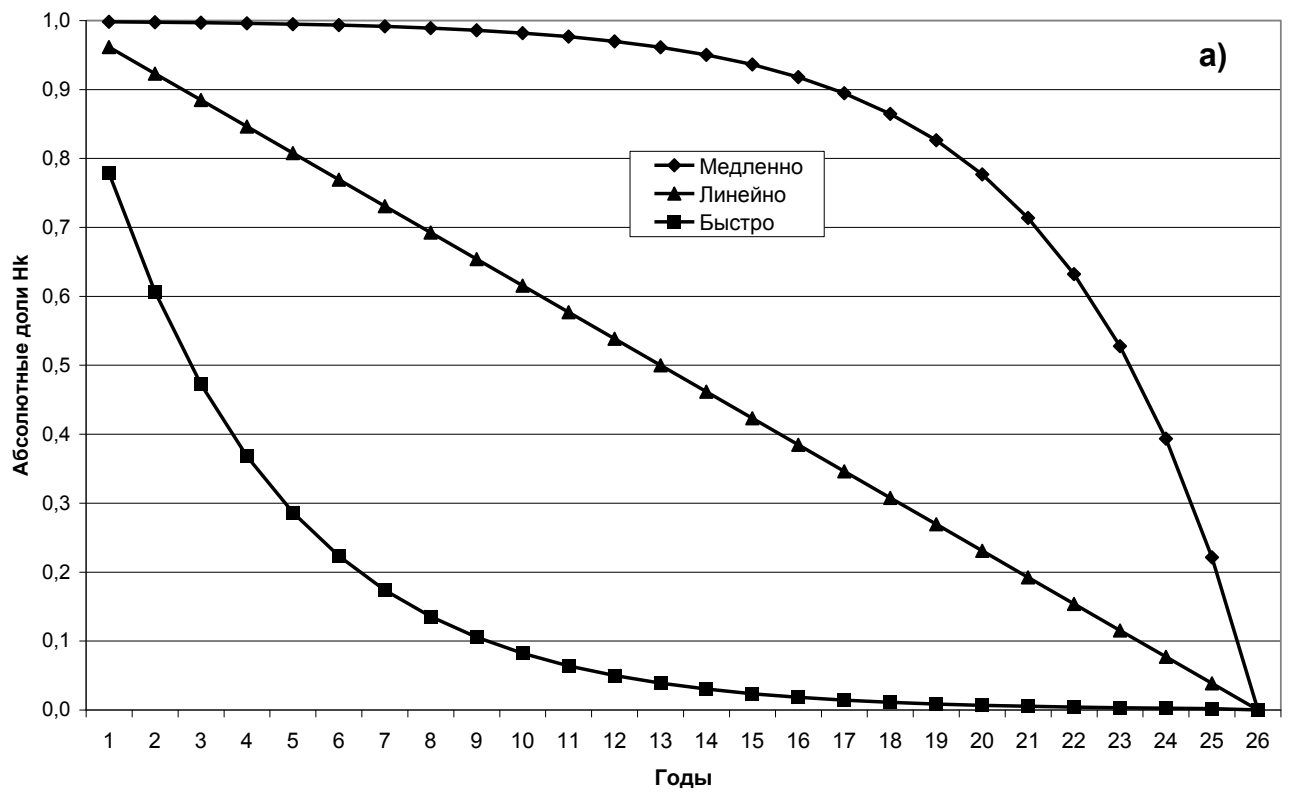


Рис. 5.4 – Типы функций передачи тепла из глубинного в верхний слой Мирового океана в абсолютной (а) и нормированной (б) формах.

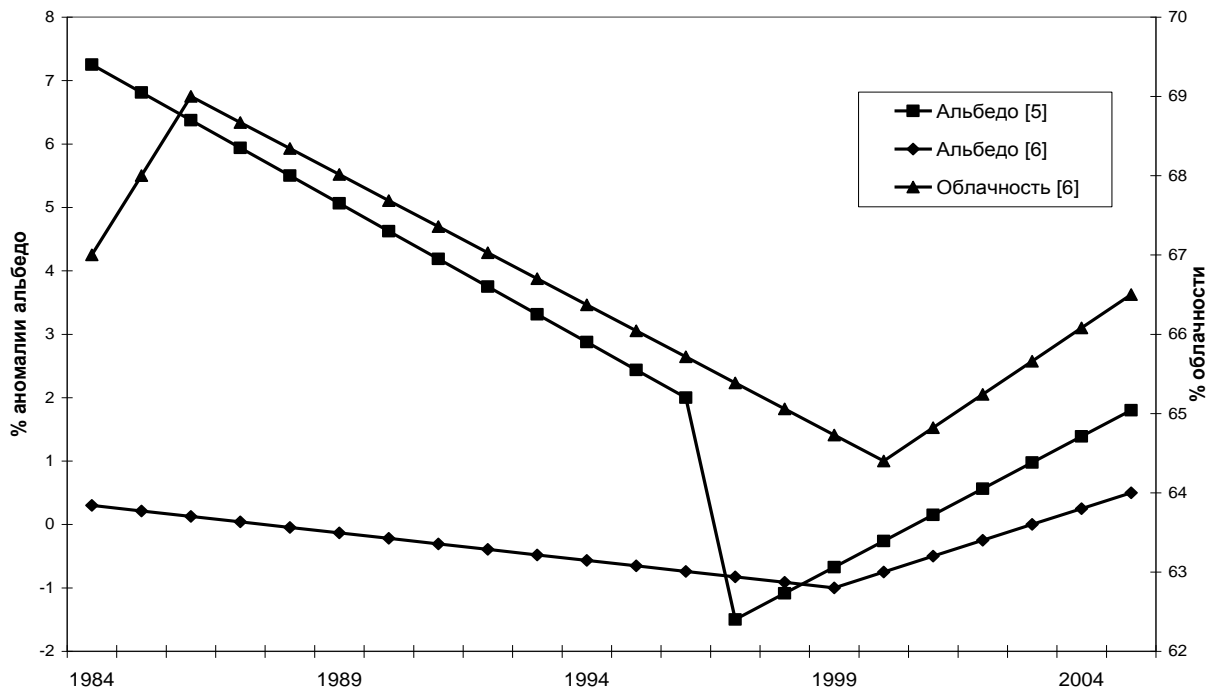


Рис. 5.5. Схема трендов альбедо и общей облачности по [49, 51].

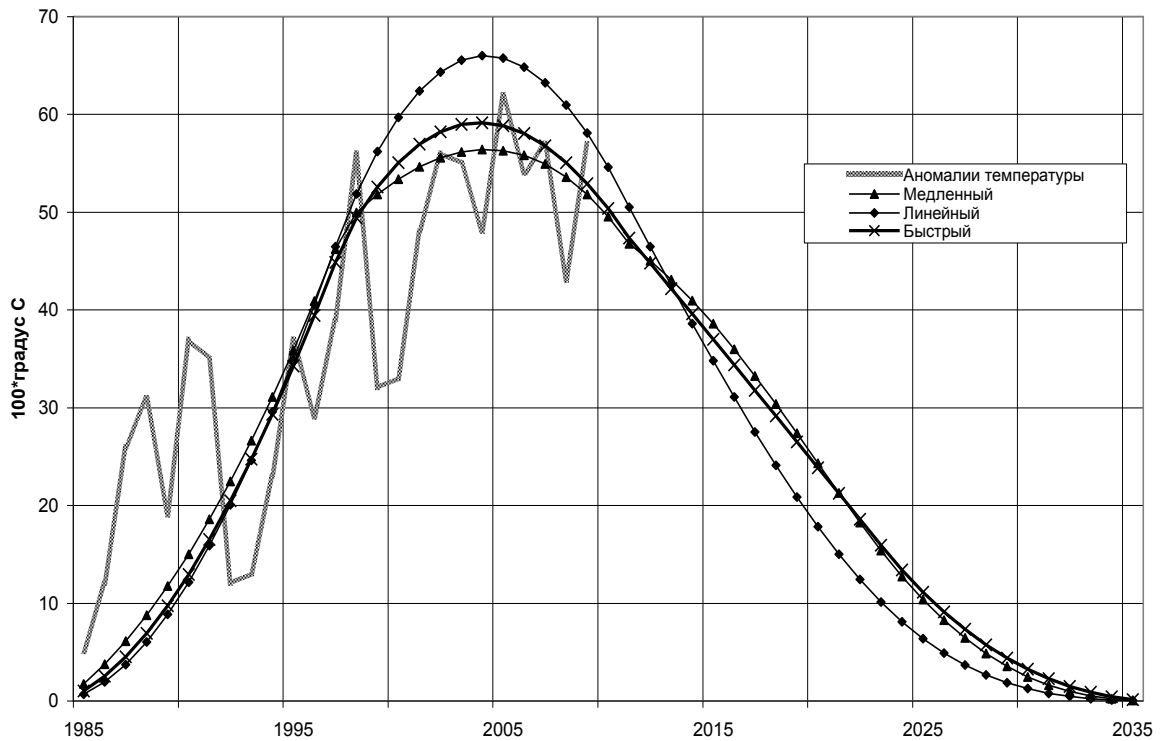


Рис. 5.6 – Перспективная оценка температуры приземной атмосферы моделью «альбедо-температура» для трёх сценариев передачи тепла из глубинного в верхний слой Мирового океана и симметричном сценарии изменения альбедо Земли.

следствие выбранного сценария изменения альбедо: если бы мы знали его динамику на протяжении хотя бы ста лет, то получили бы другие оценки, в том числе и константу Z_0 . Пока что опираемся на то, что знаем.

По этой причине, подбор параметров «медленного» и «быстрого» сценариев изменения функций передачи тепла, мы ограничили 25 годами, обрезая «хвосты» этих функций и подбирая их параметры так, чтобы оценки по (5.11) были близки к экспериментальным данным. Результат на рис. 5.6 свидетельствует, что тип функций передачи тепла - вторичный фактор. Самые важные факторы: аномалии альбедо, глубина в годах тепловой инерции Мирового океана и параметр Z_0 . Видно, что при возрастании альбедо температура приземной атмосферы также может возрастать, за счёт теплоотдачи Мирового океана: рост модельной температуры в 2001-2005 годах на фоне увеличения альбедо даёт однозначный положительный ответ на вопрос, поставленный в [53].

Следовательно, если в ближайшие годы среднегодовые значения альбедо вернуться к уровню начала 80-х годов прошлого века, то у нас есть основания считать, что аномалии температуры приземной атмосферы начнут уменьшаться со скоростью 0,2-0,3 градуса за декаду.

Данный прогноз является условным «если..., то...» и построен на симметричном сценарии ожидаемых изменений альбедо. Отсюда понятно, что ключом к пониманию межгодовых изменений приземной температуры атмосферы является точный прогноз изменений сферического альбедо Земли, или, как минимум, прогноз тренда альбедо на ближайшие годы.

5.5 Модель «температура→альбедо»

Вывод об антропогенной причине современного потепления, сделанный в докладе [52], основан на учёте лишь приходящего к Земле потока солнечной радиации. Модель «альбедо→температура» учитывает

дисбаланс между приходящим и уходящим потоками энергии, который на вековых интервалах времени регулируется изменениями альbedo Земли [54,17,55].

Проблема в том, что ряд инструментальных измерений альbedo насчитывает менее 30 лет. На столь малом интервале сложно понять вклад различных факторов в изменения альbedo Земли, как земных, так и космических. Например, разделить изменения альbedo, вызванные космическими лучами [36], вулканизмом [56], вырубкой лесов и другими факторами [57,58 и др.]. Альbedo – глобальный, многофакторный параметр, следовательно, его моделирование возможно только глобальными моделями, в комплексе учитывающими основные процессы в геосферах. Основную роль в понимании факторов и механизмов формирования альbedo играют различные глобальные гидродинамические модели, представленные, например, в обзоре [59]. Из всего многообразия моделей нам ближе те из них, объектом изучения которых является межгодовая изменчивость радиационного баланса Земли, который, вообще говоря, не считается нулевым. Например, модель Винникова-Гройсмана [60], модель Будового В.И. [61]. В более широком плане отметим исследования по изменчивости не только баланса, но и его составляющих [62-66 и др.].

Верификация моделей, учитывающих изменчивость годовой уходящей коротковолновой радиации, сталкивается с дефицитом данных относительно альbedo Земли. Что делать?

Во-первых, естественно, продолжать накопление архива инструментальных измерений альbedo и совершенствовать методику оценки сферического альbedo Земли. В частности, измерять альbedo не только по отражённому свету Луны, но и с помощью приборов, установленных непосредственно на Луне [67]. Рисунок 5.7 иллюстрирует один из возможных проектов: аппаратура устанавливается в двух точках, находящихся в районе экватора у противоположных краев диска Луны, со сдвигом от краёв диска к центру примерно на 8 градусов, с учётом оптической либрации Луны по

долготе. На освещённой Солнцем стороне Луны измеряется интегральный поток солнечной радиации и отдельно ультрафиолетовая часть спектра, как наиболее изменчивая. В это же время на неосвещённой стороне приборы будут фиксировать уходящую от Земли коротковолновую и длинноволновую радиацию. Полученные данные, в сочетании со спутниковыми измерениями на высокоширотных орбитах, создадут основу для эффективной оценки сферического альbedo и радиационного баланса Земли с высоким разрешением по времени. Это сложная техническая проблема, но её можно решить объединёнными международными усилиями.

И, во-вторых, реконструировать временной ряд альbedo Земли, то есть решить обратную к [54] задачу, а именно, построить модель изменения альbedo в зависимости от изменений состояния геосфер: температуры гидросферы и атмосферы, объёма и площади криосферы, уровня Мирового ряда инструментальных наблюдений по геосферам насчитывают сотни лет,

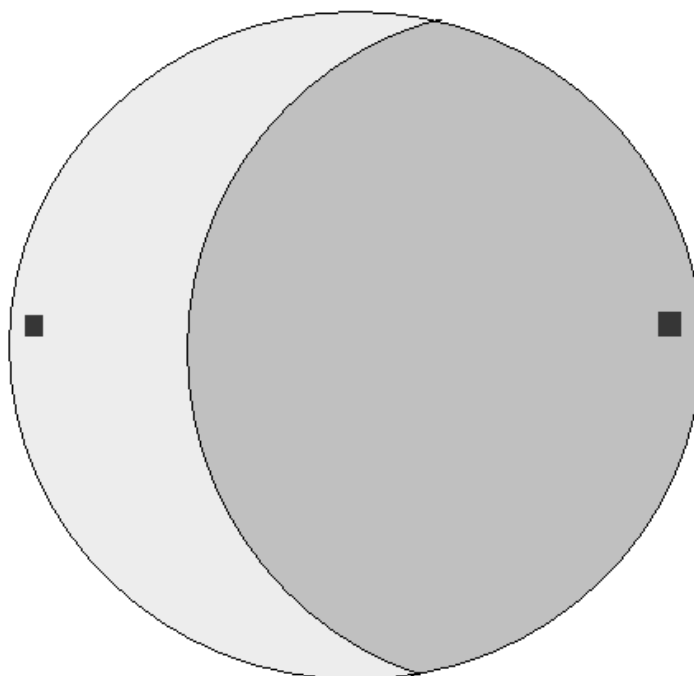


Рис. 5.7 – Схема установки комплекса приборов на Луне для измерения элементов радиационного баланса Земли.

и это предоставляет возможность настолько же увеличить ряд по альbedo

Земли.

Модели реконструкции могут быть различными в зависимости от предположений, положенных в их основу. Здесь важна не только, а может быть и не столько, реконструкция ряда, сколько оценка точности его восстановления. Рассмотрим проблему реконструкции сферического альbedo Земли более детально.

Введём обозначения:

$$\bar{A} = 1 - A; \quad p_k = \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N}; \quad Z_0 = \frac{h_0}{d_0} \quad (5.20)$$

$$x_k = \frac{\bar{A}_k}{\bar{A}_N}, \quad b_k = \frac{1 + Z_0}{2} + 2 \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N}, \quad c_k = Z_0 \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}}{\bar{A}_N}$$

и перепишем (5.19)

$$p_k = \frac{(\bar{A}_k - \bar{A}_N)}{4\bar{A}_N} + \frac{Z_0}{4\bar{A}_k} \sum_{j=1}^L e_j (\bar{A}_{k-j} - \bar{A}_k)$$

Умножим обе части последнего уравнения на $4\bar{A}_N\bar{A}_k$

$$4\bar{A}_N\bar{A}_k p_k = (\bar{A}_k - \bar{A}_N)\bar{A}_k + \bar{A}_N Z_0 \sum_{j=1}^L e_j (\bar{A}_{k-j} - \bar{A}_k)$$

Раскрываем скобки и, учитывая, что сумма e_j равна единице, получим

$$\bar{A}_k\bar{A}_k - \bar{A}_N\bar{A}_k + \bar{A}_N Z_0 \sum_{j=1}^L e_j \bar{A}_{k-j} - \bar{A}_N Z_0 \bar{A}_k - 4\bar{A}_N\bar{A}_k p_k = 0$$

$$\bar{A}_k^2 - (\bar{A}_N + 4\bar{A}_N p_k + \bar{A}_N Z_0)\bar{A}_k + \bar{A}_N Z_0 \sum_{j=1}^L e_j \bar{A}_{k-j} = 0$$

Разделим последнее уравнение на \bar{A}_N^2 и перепишем его с учётом ранее введённых обозначений (5.20).

$$x_k^2 - 2b_k x_k + c_k = 0 \quad (5.21)$$

Решением уравнения (5.21) будут корни

$$x_k = b_k \pm \sqrt{b_k^2 - c_k} \quad (5.22)$$

Будем считать, что $b_k^2 > c_k$ и для определения знака перед корнем, положим $A_k = A_N$ для всех значений индекса k . В этом случае из (5.19), (5.20) для всех значений k :

$$\Theta_k = \Theta_N, \quad b_k = \frac{1+Z_0}{2}, \quad c_k = Z_0 \quad \text{и из (5.22) получим условие}$$

$$1 = \frac{1+Z_0}{2} \pm \left| \frac{1-Z_0}{2} \right|$$

Параметр Z_0 (положительный по определению) вычисляется и оценивается следующим образом

$$Z_0 = \frac{h_0}{d_0} = \frac{(1-\lambda)P_H}{p_0 + P_L + P_H} = \frac{1-\lambda}{1 + \frac{p_0 + P_L}{P_H}} < 1 - \lambda < 1$$

Учитывая, что $Z_0 < 1$, перед корнем должен быть знак плюс. Следовательно,

$$\frac{\bar{A}_k}{A_N} = b_k + \sqrt{b_k^2 - c_k}$$

или в развёрнутом виде

$$\frac{\bar{A}_k}{A_N} = \frac{1+Z_0}{2} + 2 \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} + \sqrt{\left(\frac{1+Z_0}{2} + 2 \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} \right)^2 - Z_0 \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}}{A_N}} \quad (5.23)$$

По найденной рекуррентной формуле (5.23) можно вычислить значение альbedo в k -ом году A_k , если известны L предшествующих значений альbedo $A_{k-1}, A_{k-2}, \dots, A_{k-L}$, среднегодовая температура приповерхностной атмосферы в k -ом году Θ_k , нормы альbedo и температуры A_N , Θ_N , константа Z_0 и набор коэффициентов e_1, e_2, \dots, e_L .

Если не учитывать тепловую инерцию гидросферы ($Z_0=0$), то формула

(5.23) примет симметричный и красивый вид:

$$\frac{\bar{A}_k - \bar{A}_N}{\bar{A}_N} = 4 \frac{\textcircled{+}_k - \textcircled{+}_N}{\textcircled{+}_N} \quad (5.24)$$

Чтобы начать счёт по рекуррентной формуле (5.23), необходимо знать значения альbedo за L предшествующих лет. Так как регулярные измерения альbedo проводятся с 1984 года, то для более ранних периодов не существует данных для начального (разгонного) участка в (5.23). Поэтому заменим в (5.23) фактические значения альbedo их оценками

$$\bar{A}_{k-1}, \bar{A}_{k-1}, \dots, \bar{A}_{k-L} \Rightarrow \bar{A}_{k-1}^*, \bar{A}_{k-1}^*, \dots, \bar{A}_{k-L}^*$$

и посмотрим, насколько эта замена повлияет на результат вычисления альbedo в k -ом году.

$$\Delta_k = \frac{\bar{A}_k^*}{\bar{A}_N} - \frac{\bar{A}_k}{\bar{A}_N} = b_k \sqrt{1 - \frac{Z_0}{b_k^2} \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}^*}{\bar{A}_N}} - b_k \sqrt{1 - \frac{Z_0}{b_k^2} \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}}{\bar{A}_N}} \quad (5.25)$$

Обозначим

$$\tilde{y}_k = \frac{Z_0}{b_k^2} \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}^*}{\bar{A}_N} \quad y_k = \frac{Z_0}{b_k^2} \sum_{j=1}^L e_j \frac{\bar{A}_{k-j}}{\bar{A}_N}$$

Величины y_k, \tilde{y}_k положительные по определению и не больше единицы из-за корней в (5.25)

$$0 \leq \tilde{y}_k, y_k \leq 1 \quad (5.26)$$

Перепишем (5.25) в новых обозначениях и разложим корни в ряд Тейлора.

$$\Delta_k = b_k \sqrt{1 - \tilde{y}_k} - b_k \sqrt{1 - y_k} = b_k \left(1 - \frac{\tilde{y}_k}{2} - \frac{\tilde{y}_k^2}{8} - \frac{\tilde{y}_k^3}{16} - 1 + \frac{y_k}{2} + \frac{y_k^2}{8} + \frac{y_k^3}{16} + o(1) \right)$$

Пренебрегая разностью остатков рядов Тейлора, получим

$$\frac{A_k}{b_k} = \frac{y_k - \tilde{y}_k}{2} + \frac{y_k^2 - \tilde{y}_k^2}{8} + \frac{y_k^3 - \tilde{y}_k^3}{16} = \frac{y_k - \tilde{y}_k}{2} \left(1 + \frac{y_k + \tilde{y}_k}{4} + \frac{y_k^2 + y_k \tilde{y}_k + \tilde{y}_k^2}{8} \right)$$

$$|\Delta_k| \leq b_k \left| \frac{y_k - \tilde{y}_k}{2} \right| \left(1 + \frac{2}{4} + \frac{3}{8} \right) = 0,94 \frac{Z_0}{b_k} \sum_{j=1}^L e_j \frac{|\bar{A}_{k-j} - \bar{A}_{k-j}^*|}{\bar{A}_N} \leq 0,94 \frac{Z_0}{b_k} \frac{\max |\bar{A}_{k-j} - \bar{A}_{k-j}^*|}{\bar{A}_N}$$

Следовательно, ошибка в оценке A_k не превосходит

$$|\bar{A}_k - \bar{A}_k^*| = |A_k - A_k^*| \leq 0,94 \frac{Z_0}{b_k} \max |A_{k-j} - A_{k-j}^*|$$

где максимум берётся по $j=1, \dots, L$. Отсюда получаем условие устойчивости алгоритма оценки альбеда к сбою в начальных данных:

$$0,94 \frac{Z_0}{b_k} < 1 \quad (5.27)$$

Из графика, представленного в отчёте ВМО [68], видно, что за период 1850-2011 г.г. $\max |\Theta_k - \Theta_N| < 1^\circ \text{K}$, следовательно

$$\left| b_k - \frac{1 + Z_0}{2} \right| = 2 \left| \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} \right| \leq \frac{2}{287} = 0,007$$

Поэтому условие (5.27) выполняется для всех $0 \leq Z_0 < 1$.

Осталось установить, при каких условиях выполняется неравенство (5.26). Отклонения среднегодовых значений альбеда от нормы не превышали 0,01, даже в период наиболее значительных современных изменений температуры [69]. Из этого эмпирического факта и из определения y_k следует, что

$$y_k < \frac{Z_0 \max A_{k-j}}{b_k^2 A_N} < \frac{Z_0 A_N + 0,01}{b_k^2 A_N} < \frac{4Z_0}{(1 + Z_0 - 0,014)^2} (1 + 0,033) < 1$$

$$y_k < \frac{Z_0}{b_k^2} \frac{\max A_{k-j}}{A_N} < \frac{Z_0}{b_k^2} \frac{A_N + 0,01}{A_N} < \frac{4Z_0}{(1 + Z_0 - 0,014)^2} (1 + 0,033) < 1$$

Последнее неравенство выполняется для всех $Z_0 < 0,63$. Это же ограничение относится и к \tilde{y}_k , но при условии, что оценка альbedo на разгонном участке не будет превышать норму альbedo на 0,01. Отсюда очевидно, что на разгонном участке следует взять $A_j^* = A_N$.

Итак, ошибка среднегодового альbedo будет уменьшаться со скоростью, определяемой параметром (5.27), при условии

$$Z_0 < 0,63 \quad (5.28)$$

Факт устойчивости модели (5.23) к сбою в данных на разгонном участке иллюстрирует рисунок 5.8, где представлены результаты модельного расчёта реконструкции альbedo при следующих начальных данных:

$$L=80 \text{ лет}, \quad Z_0=0.5, \quad e_k = \frac{2}{L} \left(1 - \frac{k}{L+1}\right)^L, \quad \Theta_N=287, \quad A_N=0.31$$

и двух вариантов значений альbedo на разгонном участке, - 0.30 и 0.32, - которые для наглядности представлены на десятилетнем интервале. Видно, что через 40 лет оценки альbedo сходятся, а через 80 лет практически совпадают.

Этот факт подтверждает полученные выше теоретические оценки: через L лет после разгонного участка оценка альbedo практически не зависит от значений альbedo на этом участке, конечно при соблюдении условия (5.28).

Регулярные измерения сферического альbedo Земли начались 30 лет назад и продолжают по настоящее время. Основной метод – измерения со спутников, которые дополняются в последние годы измерениями отражённого света Луны. К сожалению, пока что нет единого выверенного многолетнего ряда значений сферического альbedo Земли. В таких условиях восстанавливать альbedo по модели (5.23), отдавая предпочтение какому-либо

из опубликованных рядов значений альbedo, было бы преждевременно. Поэтому последующие оценки надо понимать лишь как демонстрацию возможностей модели. Счёт по формуле (5.23) требует ответа на ряд вопросов.

1. Выбор ряда среднегодовых значений альbedo Земли. Здесь есть варианты. Возьмём ряд с 1984 по 1999 год [70], который создан авторами на основе фундаментальной зависимости альbedo от облачности, имеет глобальный характер, годовое разрешение и представлен в абсолютной форме.

2. Что понимать под «нормой» сферического альbedo? В литературе по этому вопросу существует значительный разброс мнений: от 0.306 по оценке NASA [71] и до 0.39. Если предположить, что ряд из [70] не имеет смещения, то, при определённых ниже условиях, получим оценку $A_N = 0.313$, которую и будем применять в расчётах.

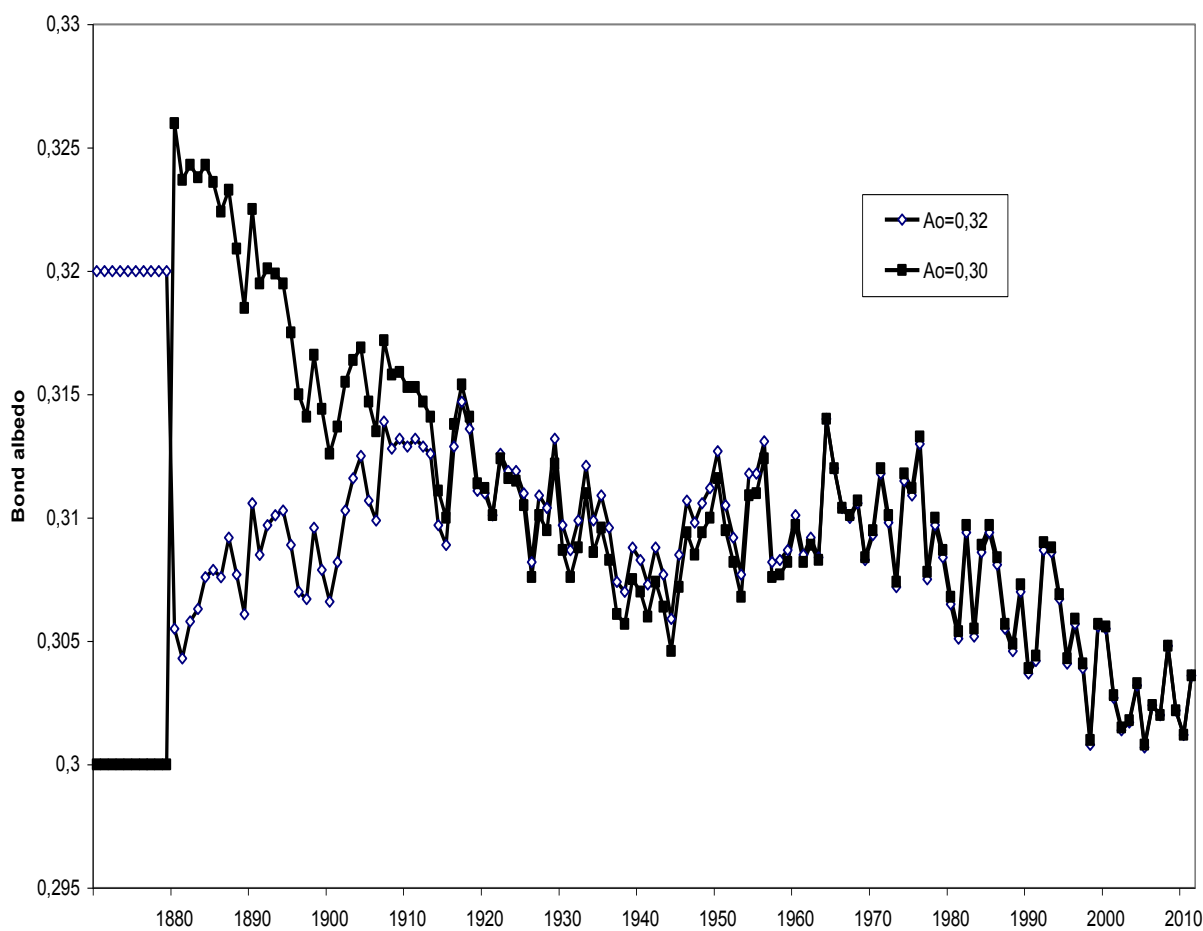


Рис. 5.8 – Устойчивость модели реконструкции сферического альбеда Земли к сбою данных на разгонном участке с параметрами:

$$L=80; Z_0=0.5; A_N=0.31; A^*(1)=0.30; A^*(2)=0.32.$$

3. Многолетний ряд среднегодовых аномалий приповерхностной температуры атмосферы и его норма. В отчёте ВМО [68] представлены 3 графика аномалий среднегодовой приповерхностной температуры атмосферы Земли, рассчитанные ведущими климатическими центрами (рисунок 5.9). Выбираем ряд из [18], так как норма этого ряда $T_N=13,9$ °С считается относительно периода 1951-1980 г.г., который рекомендован в [17].

4. Выбор типа функции многолетнего возврата тепла из глубинного в верхний слой Мирового океана. Учитывая вышесказанное, ограничимся наиболее простым линейным типом.

5. Как выбрать значения параметров A_N , L и Z_0 ? Для этого потребуем, чтобы оценка этих параметров была эффективной, то есть разница между вычисленными годовыми значениями альбеда по (5.23) и фактическими значениями из [70] на интервале 1984-1999 г.г. должна быть:

А) несмещённой (сумма отклонений равна нулю);

Б) с минимальной дисперсией (или СКО - среднеквадратичным отклонением).

При указанных условиях расчёт по (5.23) привел к следующим выводам:

- Лучшие результаты характеризуются значением СКО, равным 0.003, что составляет третью часть от размаха альбеда в конце прошлого века.
- Решение не единственное: минимум СКО достигается на различных парах значений параметров L и Z_0 . При увеличении глубины тепловой инерции L уменьшается параметр Z_0 , характеризующий годовую долю передачу тепла в глубинный слой.
- При соблюдении требования несмещённости (А) оценки параметр Z_0 не превосходили значения 0.5.

Заканчивая, покажем работу модели на прогнозе среднегодового альбедо. Так как ряд [70] представлен 16-ю годами, положим $L=16$ и вычислим по (5.23) оценку альбедо на 2000 год для значения параметра

$Z_0=0.0$ (без учёта тепловой инерции Мирового океана – линейная модель) и значения

$Z_0=0.5$ (с учётом тепловой инерции – нелинейная модель).

Приняв полученную оценку за фактическое значение альбедо в 2000 году, сделаем аналогичные вычисления для 2001 года и далее по этому алгоритму вплоть до 2011 года. Результаты представлены на рисунок 5.9. Из рисунка видно, что линейная модель имеет тренд на уменьшение альбедо, а нелинейная показывает тренд на увеличение альбедо. В статье [51] установлено, что в период 1999-2007 г.г. имел место положительный тренд альбедо, что подтверждает большую адекватность нелинейной модели по сравнению с линейной моделью.

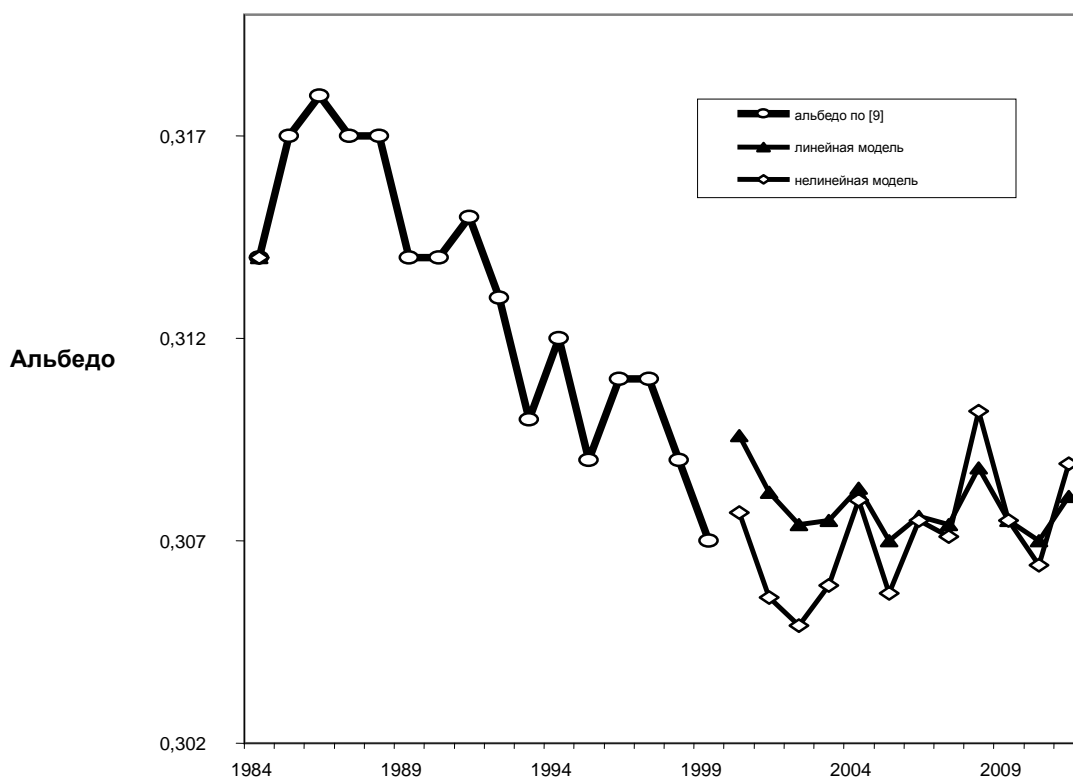


Рис. 5.9 – Оценка сферического альbedo Земли по модели (5) $L=16$; $A_N=0.313$:
линейная модель - без учёта тепловой инерции Мирового океана ($Z_0=0$);
нелинейная модель - с учётом тепловой инерции ($Z_0=0.5$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый анализ изменчивости месячных аномалий барических полей за зимний период 1901-2010 гг, температуры нижней тропосферы, индексов атмосферной циркуляции, параметров вращения Земли, динамики альbedo Земли, солнечной активности, смещения Солнца от центра масс Солнечной системы и других параметров привёл к следующим результатам и выводам:

- Проведена серия экспериментов по оценке связи положения и интенсивности Сибирского антициклона с геофизическими и гелиофизическими предикторами. Основной результат: наряду с угловой скоростью вращения Земли, задающей медленные изменения интенсивности Сибирского антициклона, зафиксированы статистические связи с движением Луны и со смещением Солнца относительно центра масс Солнечной системы.
- Установлена статистическая зависимость максимумов чисел Вольфа от кривизны и кручения траектории движения Солнца относительно центра масс Солнечной системы: 24 из 28 максимумов можно объяснить изменениями параметров вектора Дарбу.
- На основе созданной модели «альbedo→температура», связывающей температуру нижней тропосферы с альbedo Земли и тепловой инерцией Мирового океана, получена перспективная оценка изменения среднегодовой температуры приземного воздуха: при продолжении процесса возврата альbedo Земли к норме, в ближайшие годы появится тренд на похолодание с темпом, примерно, -0.25 °C за 10 лет. Относительно утверждения о существовании положительного тренда

альбедо с начала нынешнего века имеет место и другая точка зрения: тренд альбедо отсутствует или, даже отрицательный. Расхождение результатов лежит в пределах статистических ошибок измерений альбедо разными способами.

Следовательно, наиболее актуальной сегодня является проблема согласования оценок межгодовых изменений альбедо, полученных разными способами. И только тогда, на основе выверенного ряда альбедо, можно будет построить надёжный прогноз изменения приземной температуры атмосферы.

- Пока нет достаточного объёма данных по элементам радиационного баланса Земли, актуальной является проблема реконструкции сферического альбедо Земли, как основного регулятора радиационного дисбаланса на интервалах десятков и сотен лет. Построена модель «температура→альбедо», которая способна реконструировать среднегодовые значения сферического альбедо Земли за 100-150 лет, но при условии существования выверенного участка ряда инструментальных наблюдений альбедо на интервале, хотя бы, в 2-3 десятка лет.
- Необходима международная кооперация в проектировании и создании системы инструментальных наблюдений за элементами радиационного баланса Земли на основе комплекса измерений со спутников, Луны и Земли.
- Тренд на замедление угловой скорости вращения Земли, зафиксированный с начала нашего века, в ближайшие годы приведёт к блокировке западного переноса, усилению интенсивности Сибирского антициклона и, следовательно, к увеличению крупных отрицательных аномалий приземной температуры атмосферы в холодный период года в Сибири [72]. Этот эффект усилится, если альбедо Земли вернётся к значениям до начала 80-х годов прошлого века [17,55].

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. *Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. Изд 3-е, перераб. и допол. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. 456 с.
2. *Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. 711 с.
3. *Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И.* Долгосрочные метеорологические прогнозы - Л.: Гидрометеиздат, 1985. 248 с.
4. *Хромов С. П., Петросянуц М. А.* Метеорология и климатология. - М.: Изд-во МГУ, 2001. 560 с.
5. *Кац А. Л.* Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. 270 с.
6. *Рафаилова Х. Х.* Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. 317 с.
7. *Иванов-Холодный Г. С., Чертопруд В. Е.* Квазидвухлетние вариации полного потока излучения Солнца: их проявление в вариациях стратосферного ветра и скорости вращения Земли // Солнечно-земная физика. - 2008. - Т. 2, вып.12. - С. 291-292.
8. *Гирс А. А., Кондратович К.В.* Методы долгосрочных прогнозов погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 343 с.
9. *Завалишин Н.Н., Виноградова Г.М., Пальчикова Н.В., Романов Л. Н., Бочкарева Е.Г., Орлова З.С.* «Кассандра-Сибирь» - технология подготовки долгосрочных гидрометеорологических прогнозов по Сибири // Сборник трудов СибНИГМИ. – 2010. – Вып. 106. – С.13-25.
10. Инструкция по работе с программными средствами технологии «Кассандра-Сибирь». - Новосибирск: ЗАО ИПП «Офсет», 2010. 46 с.
11. Свидетельство о государственной регистрации базы данных технологии «Кассандра-Сибирь» №2013620777. Правообладатель: ФГБУ «СибНИГМИ». Авторы: Завалишин Н.Н., Медведева Т.С., Орлова З.С.

Дата государственной регистрации в Реестре баз данных 02 июля 2013 года.

12. Свидетельство о государственной регистрации «Программы оценки математического ожидания процесса кусочно-линейной функцией» №2013617521. Правообладатель: ФГБУ «СибНИГМИ». Автор: Завалишин Н.Н. Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 16 августа 2013 г.
13. *Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al.* The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project //Bull Amer Meteor Soc. 1996;77:437–471.
14. *Liebmann B, Smith CA.* Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset // Bull Am Meteorol Soc. 1996;77:1275–1277.
15. *Завалишин Н.Н.* О представлении норм гидрометеоэлементов кусочно-линейными функциями //Труды СибНИГМИ. - 1995. – Вып. 101. С.22-31.
16. *Завалишин Н.Н.* О норме метеоэлементов, климате и методах их оценки //Труды СибНИГМИ. -2000. – Вып. 103. – С. 11-17.
17. *Завалишин Н.Н.* Перспективная оценка температуры приземной тропосферы моделью «альbedo-температура» // Оптика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 24, № 1. – С. 48–51.
18. *Hansen, J., Mki. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D.W. Lea, M. Medina-Elizade.* Global temperature change. Proc. Natl. Acad. Sci. 2006;103: 14288-14293, doi:10.1073/pnas.0606291103.
http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/Fig.A2.txt
19. *Поляков Г.Г., Романов Л.Н.* Скользящий контроль и линейная регрессия // Метеорология и Гидрология. – 1988. - N 9. –С. 45-53.
20. *Романов Л.Н.* О пространственных статистических моделях, прогнозирующих трехмерные поля //Труды ЗапСибНИГМИ. - 1988. - Вып. 83 – С. 75-84.
21. *Романов Л.Н.* Минимизация риска и восстановление пропусков в атмосферных данных // Сиб. журн. вычисл. математики. - 2009. - Т. 12, № 2. - С.2011-2019.

22. *Vapnik V.* Statistical Learning Theory. - NY: John Wiley & Sons;1998:732.
23. [Электронный ресурс]. URL: www.tsrl.noa.gov/psd/data/composites/hour
24. *Jose P. D.* Sun`s motion and Sunspots // The Astronomicval Journal. 1965;70, №3: 193-200.
25. *Дружинин И.П., Сазонов Б.И., Ягодинский В.Н.* Космос-Земля. Прогнозы. - М.: Мысль, 1974. 288с.
26. *Войчишин К. С., Драган Я. П., Куксенко В. И., Михайловский В. Н.* Информационные связи био-гелио-геофизических явлений и элементы их прогноза. - Киев: Наукова думка, 1974. 208 с.
27. *Landscheidt, T.* Solar Rotation, Impulses of the Torque in the Sun's Motion, and Climatic Variation // Climatic Change. 1988; №12: 265-295.
28. *Монин А.С.* Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. 184 с.
29. *Багров Н.А.* Где фокус земной орбиты? //Метеорология и гидрология. - 1991. - №9. - С. 117-118.
30. *Спорышев П.В., Катцов В.М.* Моделирование глобального климата: установление причин и прогноз климатических изменений. /Материалы конференции «Глобальные изменения климата и механизмы адаптации к ним». 10-11 ноября 2009 г., Москва. [Электронный ресурс]. URL: http://intech-onsult.ru/docs/exhib/09_climate/10/12_15.pdf
31. *Завалишин Н. Н.* Оценка влияния смещения Солнца от центра инерции на температуру тропосферы // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – № 1. – С. 31–33.
32. *Завалишин Н.Н.* О зависимости максимумов чисел Вольфа от кривизны и кручения траектории движения Солнца относительно центра инерции Солнечной системы //Труды СибНИГМИ. -2011.- Вып. 106. - С. 208-218.
33. *Landscheidt, T.* Extrema in sunspot cycle linked to sun's motion //Solar Physics. 1999; 189: 413-424.
- 34.[Электронный ресурс]. URL: ftp://ftp.ngdc.noa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/YEARLY
35. *Кондратьев К.Я., Никольский Г.А.* Стратосферный механизм солнечного

- и антропогенного влияния на климат. /Солнечно-земные связи, погода и климат. - М.:Мир, 1982.- С. 354-360.
36. *Кузнецов А.Д., Логинов В.Ф.* Космические воздействия на атмосферу. – Л.: ЛГМИ, 1984. 160 с.
37. *Svensmark H. Fris-Christensen E.* Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationship //Atmos. Sol. Terr. Phys. 1997; 59: 1225-1232.
38. *Starr V.P., White R.M.* A hemispherical study of the atmospheric angular-momentum balance // Q. J. Roy. Meteor. Soc. 1951; 77: 215 -225.
39. *Сидоренков Н.С., Сумерова К.А.* Геодинамические причины декадных изменений климата. //Труды Гидрометцентра России. – 2012, вып. 348. – С. 195-214.
40. *Сидоренков Н.С.* Атмосферные процессы и вращение Земли. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 366 с.
41. *Шерстюков Б.Г.* Изменения, изменчивость и колебания климата. – Обнинск: ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД, 2011. 294 стр.
42. *Астрономический календарь. /Постоянная часть. Издание шестое.* Отв. ред. П.И.Бакулин. - М.:Наука, 1973. 728 с.
43. *Виноградова Г.М., Завалишин Н.Н.* Антициклогенез приземного барического поля в зимний сезон, блокирование и нестабильность угловой скорости вращения Земли //Метеорология и гидрология. -2011, №11. – С.42-49.
44. *Завалишин Н.Н.* Кручение и кривизна траектории Земли относительно барицентра как фактор, влияющий на угловую скорость и динамику термобарических полей. /Тезисы X Сибирской конференции по климато-экологическому мониторингу. – ТомскИ:МКЭС СО РАН, 2013. С.53-55.
45. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. - Москва-Ленинград: ГОНТИ, 1939. 19 с.
46. *Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф.* Система «природа–общество» и климат. О тепловом балансе Земли. // Энергия.- 2006. - № 3. - С.2–6.

47. Головки В.А. Современный энергетический дисбаланс Земли. Доказательство сосуществования и возможные последствия. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.iki.rssi.ru/earty/hres2006/golovko.pdf>
48. Головки В.А., Пахомов Л.А., Успенский А.Б. Исследование поля уходящего излучения Земли с помощью сканирующего радиометра радиационного баланса на российских спутниках серии «Метеор» и «Ресурс» //Электронный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ». URL: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/106.pdf>
49. Goode P.R., Palle E. Shortwave forcing of the Earth's climate: Modern and historical variations in the Sun's irradiance and the Earth's reflectance // J. Atmos. Solar. Terrest. Physics. 2007; 69: 1556–1568.
50. Третий доклад МГЭИК. Изменение климата, 2001 г.: Научные аспекты. Техническое резюме доклада рабочей группы I. Женева: МГЭИК, 2001. 101 с.
51. Palle E., Goode H.R., Montanes-Rodriguez P. Inter-annual variations in Earth's reflectance 1999-2007. // J. Geophys. Res. 2008; Oct: 1-21.
52. Четвёртый доклад МГЭИК. Изменение климата 2007 г. Обобщающий доклад. - Женева: МГЭИК, 2008. 104 с.
53. Palle E., Goode P.R., Montanes-Rodriguez P., Koonin S. E. Can Earth's Albedo and Surface Temperatures Increase Together? // Eos. 2006; 87, № 4: 37–43.
54. Завалишин Н.Н. Модель зависимости температуры приземной атмосферы от альbedo Земли и тепловой инерции гидросферы. // Оптика атмосферы и океана. - 2010. - Т. 23. - №6. - С. 480-484.
55. Завалишин Н.Н. О проблеме реконструкции среднегодовых значений альbedo Земли // Оптика атмосферы и океана. - 2014. - Т. 27. - №1. - С. 53-58.
56. Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // Оптика атмосферы и океана. - 2011.-Т. 24. - № 1. - С. 30-34.

57. *Hansen J., Sato M., Kharecha P., K. von Schuckmann.* Earth's energy imbalance and implications. // *Atmos. Chem. Phys.*, 2011; 11: 13421-13449. doi: 10.5194/acp-11-13421-2011.
58. *Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И., Рубцова О.А.* Закономерности климатических изменений в XX в. и основные физические процессы, ответственные за эти изменения. // *Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле».* – 2011. -Т.4. - № 1. - С. 87-108.
59. *Frida A-M. Bender, Henning Rodhe, Robert J. Charlson, Annica M. L. Ekman, Norman Loeb.* // 22 views of the global albedo—comparison between 20 GCMs and two satellites. *Tellus. Ser.A.* 2006. Vol.58, №3, 320-330 p.
60. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. – Казань: Казанский госуниверситет, 2009. 504 с.
61. *Будовый В. И., Хорозов С. В., Inacio M. Martin, Медведев В. А., Белоголов В. С.* Долгосрочный прогноз параметров Южного Колебания и климатических параметров Южной Америки и некоторые особенности их корреляций. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.rrc.phys.spbu.ru/msar06/rep2.doc>
62. *Soon, W. W.-H.* Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years, *Geophys. Res. Lett.*, 2005, V. 32, L16712, doi:10.1029/2005GL023429.
63. *Kato, Seiji.* Interannual Variability of the Global Radiation Budget. // *J. Climate*, 2009. V.22, №18. P.4893–4907. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2795.1>.
64. *Murphy D. M., Solomon S., Portmann R. W., Rosenlof K. H., Forster P. M., Wong T.* An observationally based energy balance for the Earth since 1950. // *Journal of Geophysical Research.* 2009. V. 114, D17107, 14 PP, doi:10.1029/2009JD012105.
65. *Jaroslav Sestak, Pavel Hubik, Jiri. J. Mares.* Thermal analysis scheme aimed at

better understanding of the Earth's climate changes due to the alternating irradiation // J. Therm. Anal. Calorim. 2010; 101, №2: 567–575.

DOI 10.1007/s10973-010-0861-2

66. *C. de Jager*. Solar forcing of climate. //Surv Geophys. DOI 10.1007/s10712-012-9193-z.

67. *Pallé E, Goode P.R.* The Lunar Terrestrial Observatory: Observing the Earth using photometers on the Moon's surface. // [Advances in Space Research](#). 2009; 43, № 7: P. 1083–1089.

68. [Электронный ресурс]. URL:

http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/GCDS_3.php

69. *Frida A-M. Bender*. Planetary albedo in strongly forced climate, as simulated by the CMIP3 models //Theor Appl Climatol. 2011; 105: 529–535.

DOI 10.1007/s00704-011-0411-2

70. [Электронный ресурс]. URL: <http://solar.njit.edu/preprints/palle2002c.pdf> .

71. [Электронный ресурс]. URL:

<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>

ПРИЛОЖЕНИЕ А

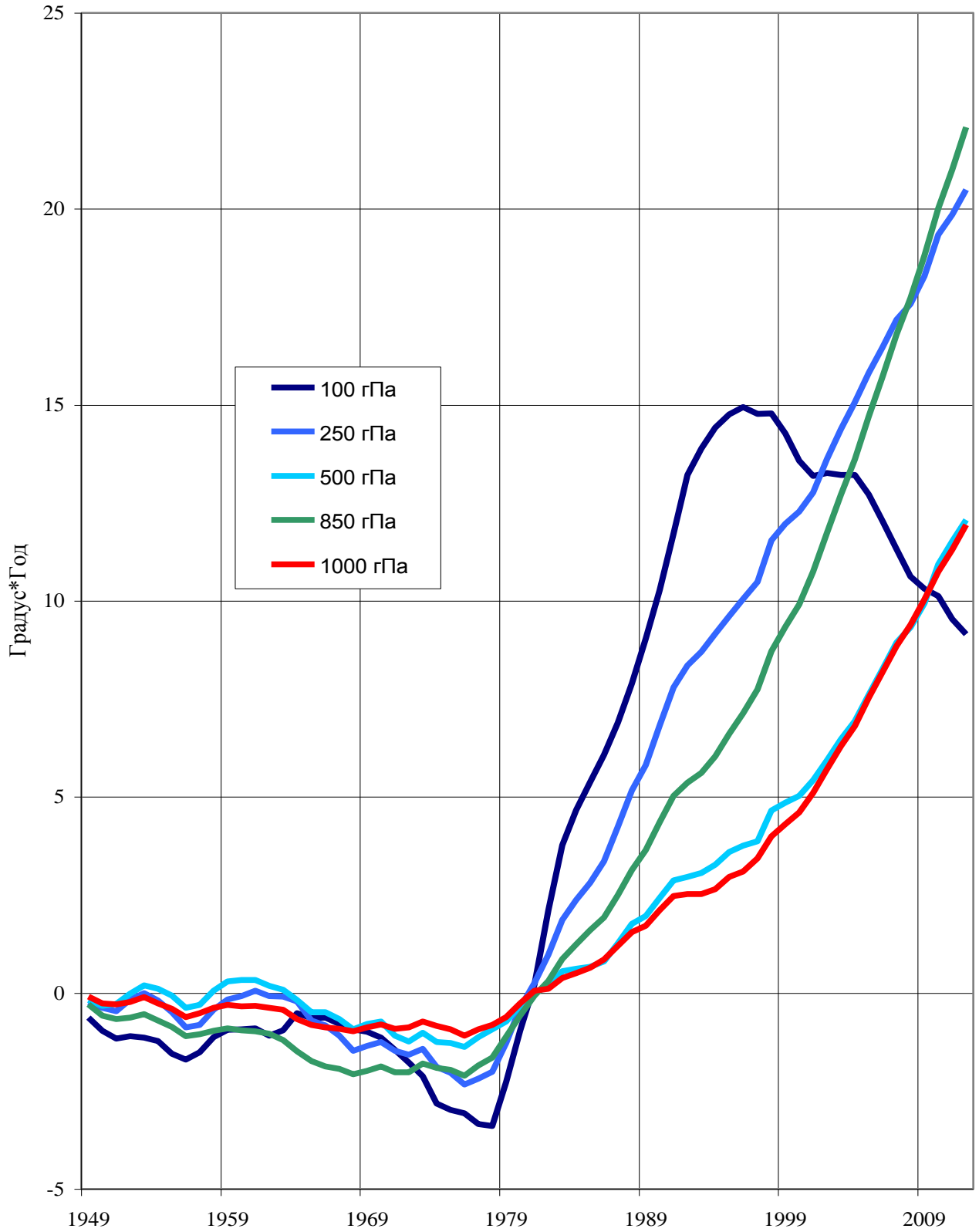
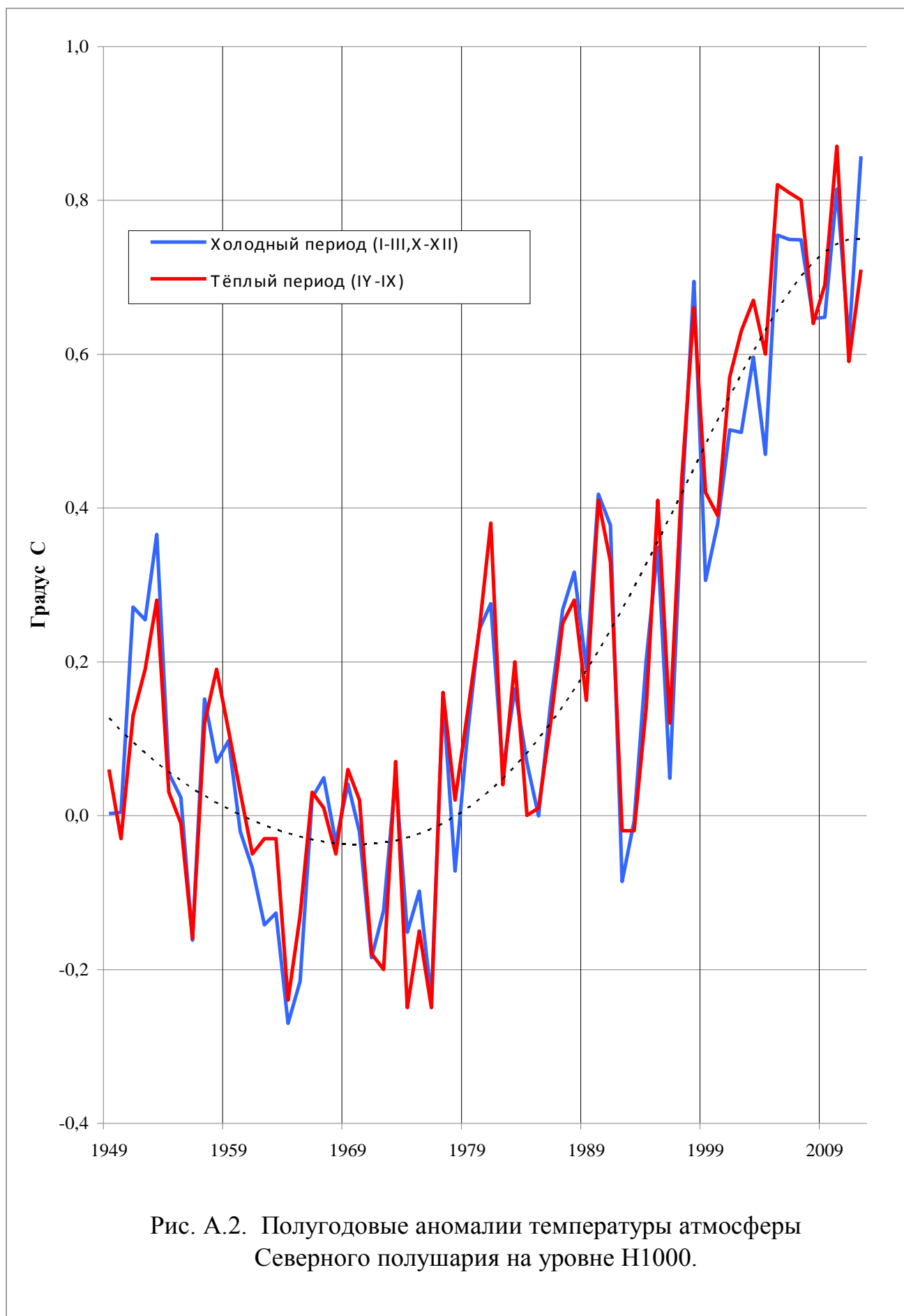


Рис. А.1. Сумма среднегодовых аномалий температуры атмосферы.



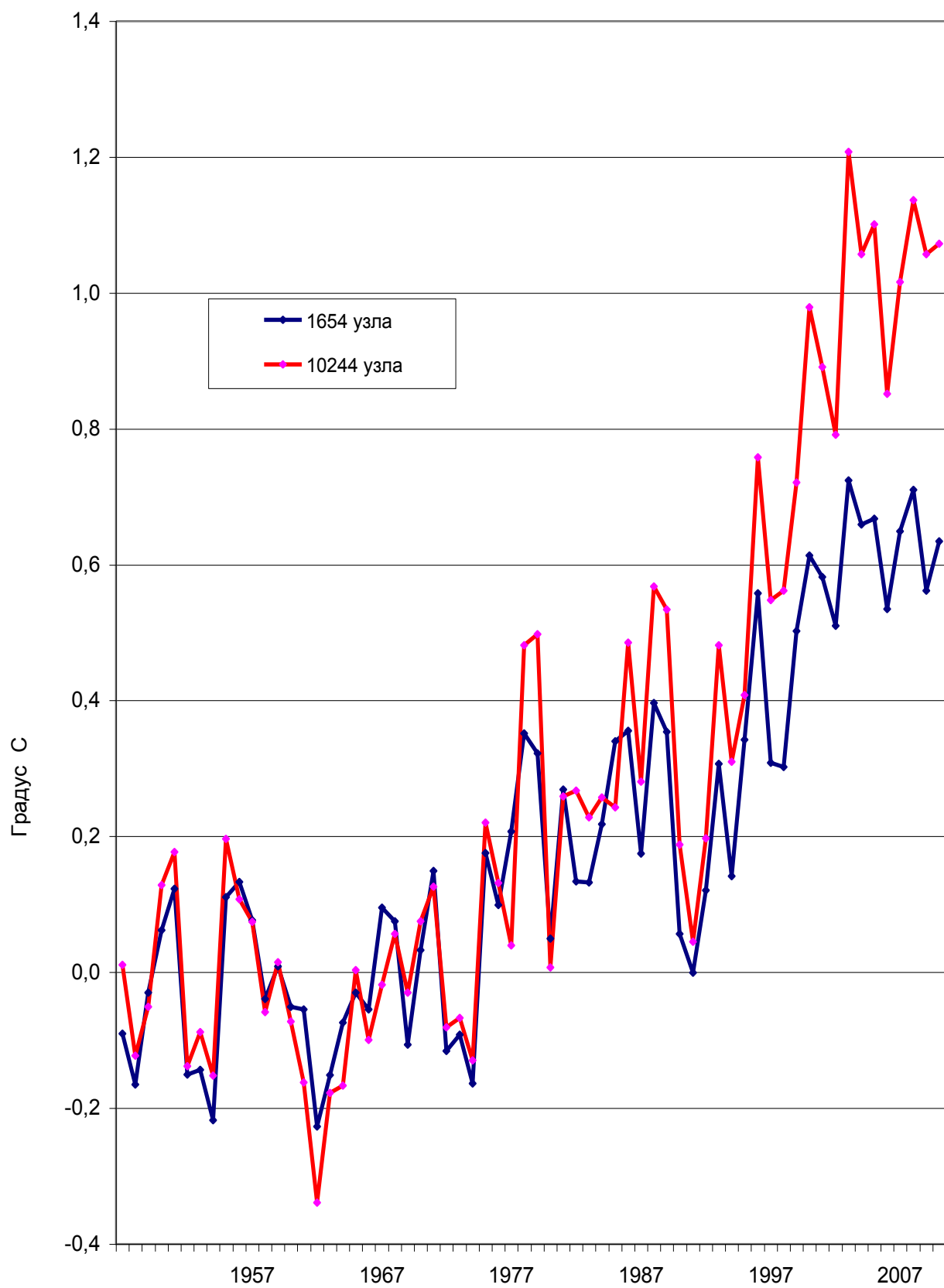


Рис. А.3. Средние за год глобальные аномалии температуры на Н1000

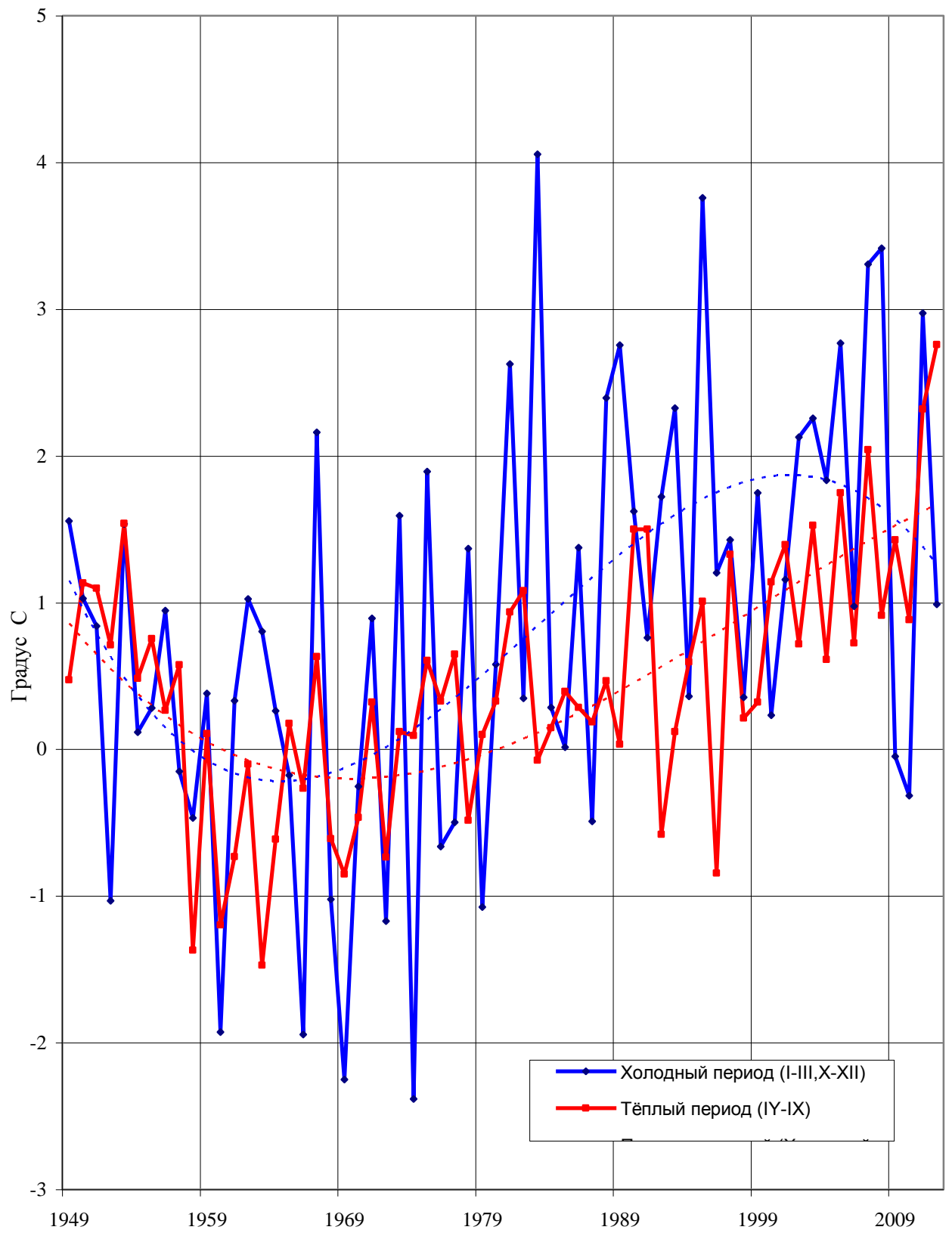


Рис. А.4. Полугодовые аномалии температуры Сибири на уровне на Н1000.

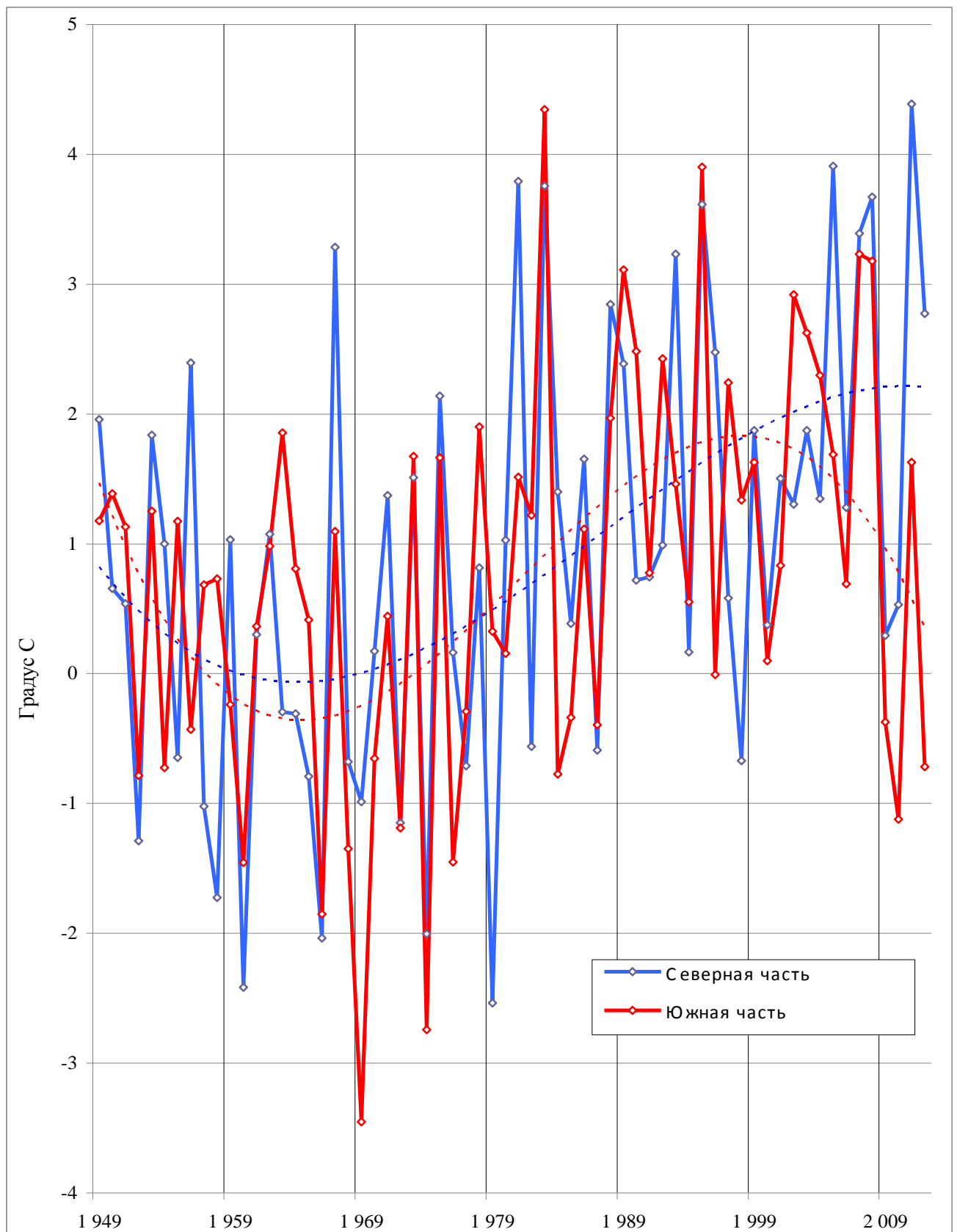


Рис. А.5. Аномалии температуры атмосферы Сибири на уровне H1000 за холодный период (I-III, X-XII месяцы).

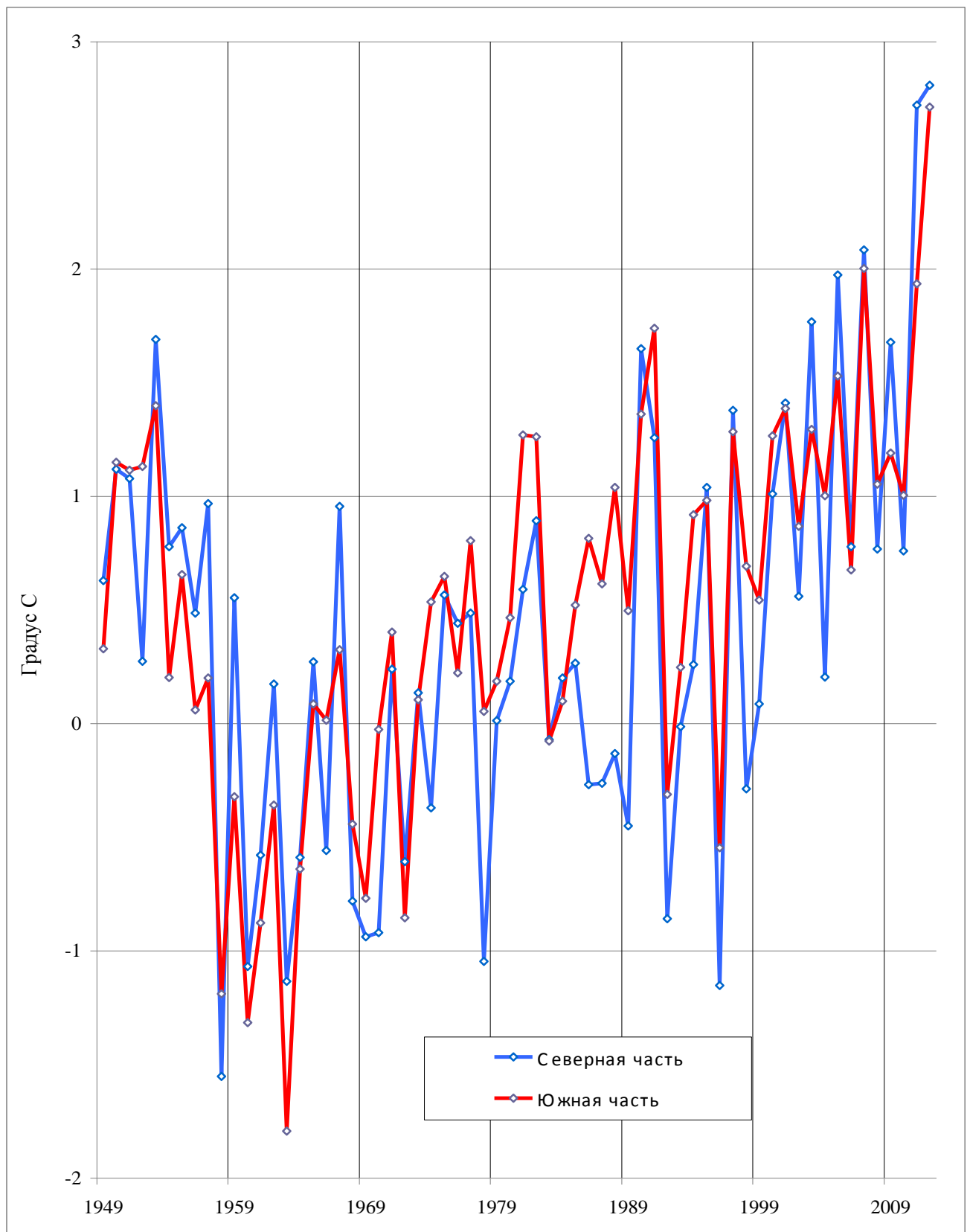


Рис. А.6. Аномалии температуры атмосферы Сибири на уровне Н1000 за тёплый период (IY-IX месяц).

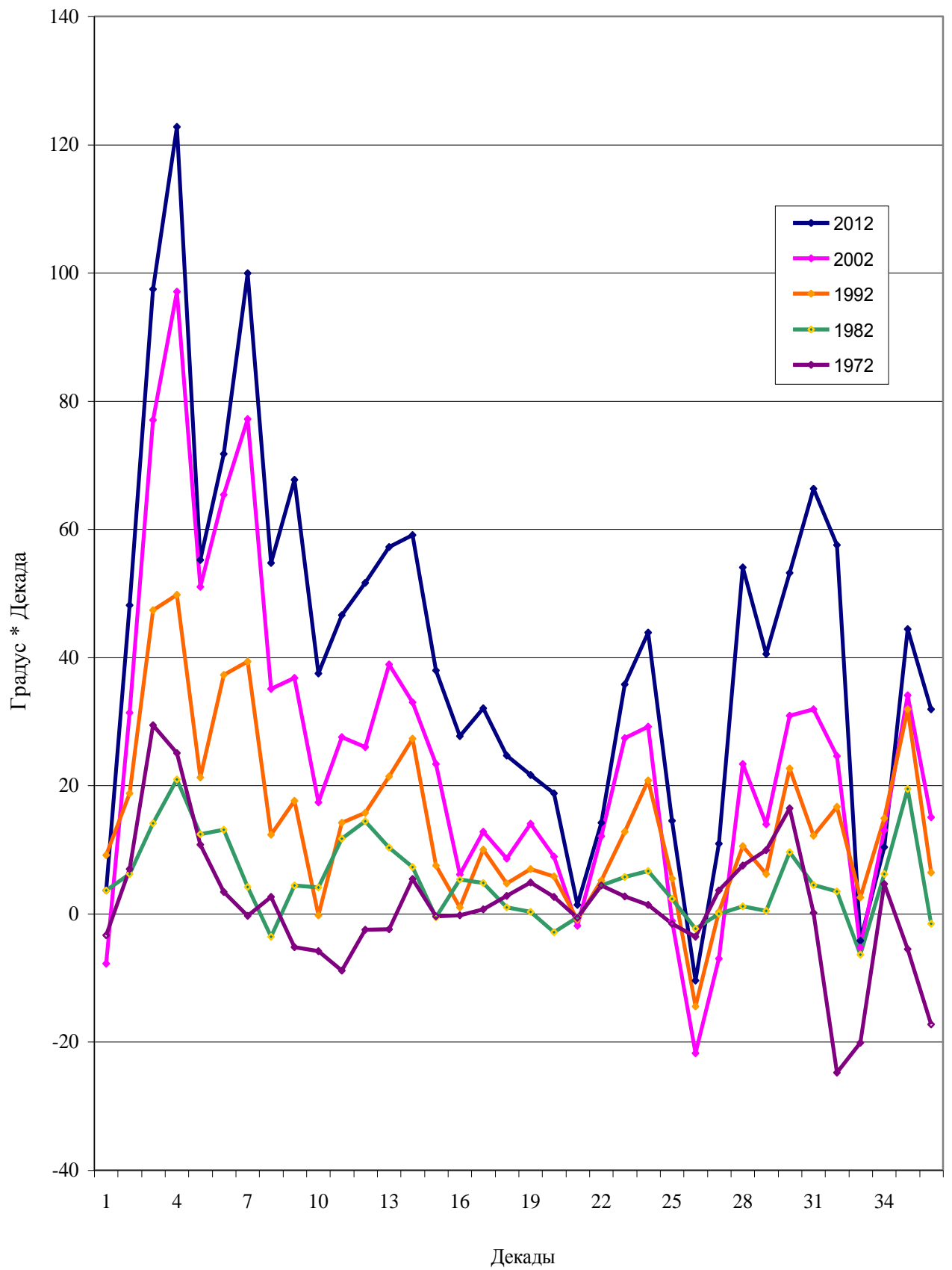


Рис. А.7. Средняя по Сибири сумма аномалий среднедекадных температур на уровне Н1000.

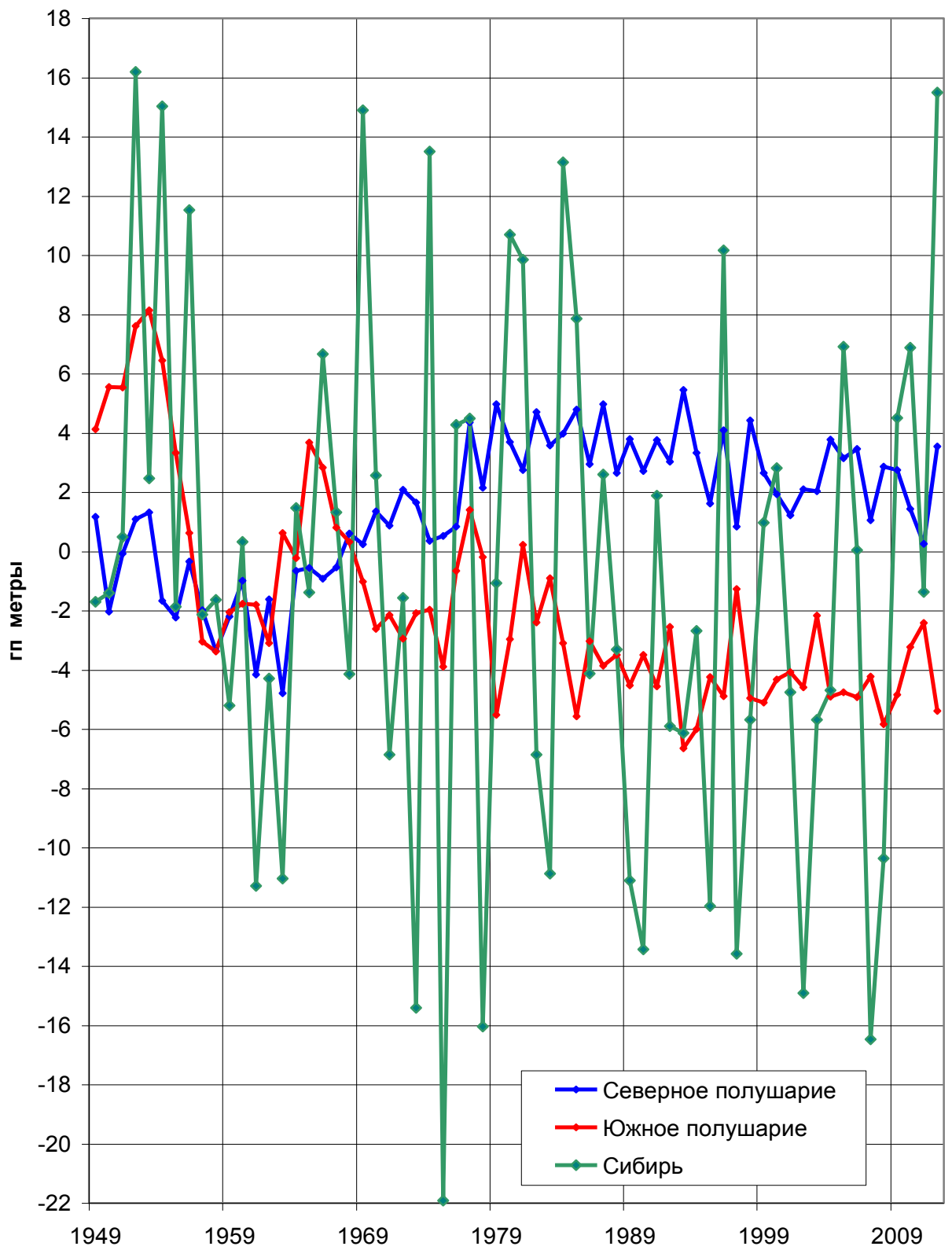


Рис. А.8. Среднегодовые аномалии Н1000.

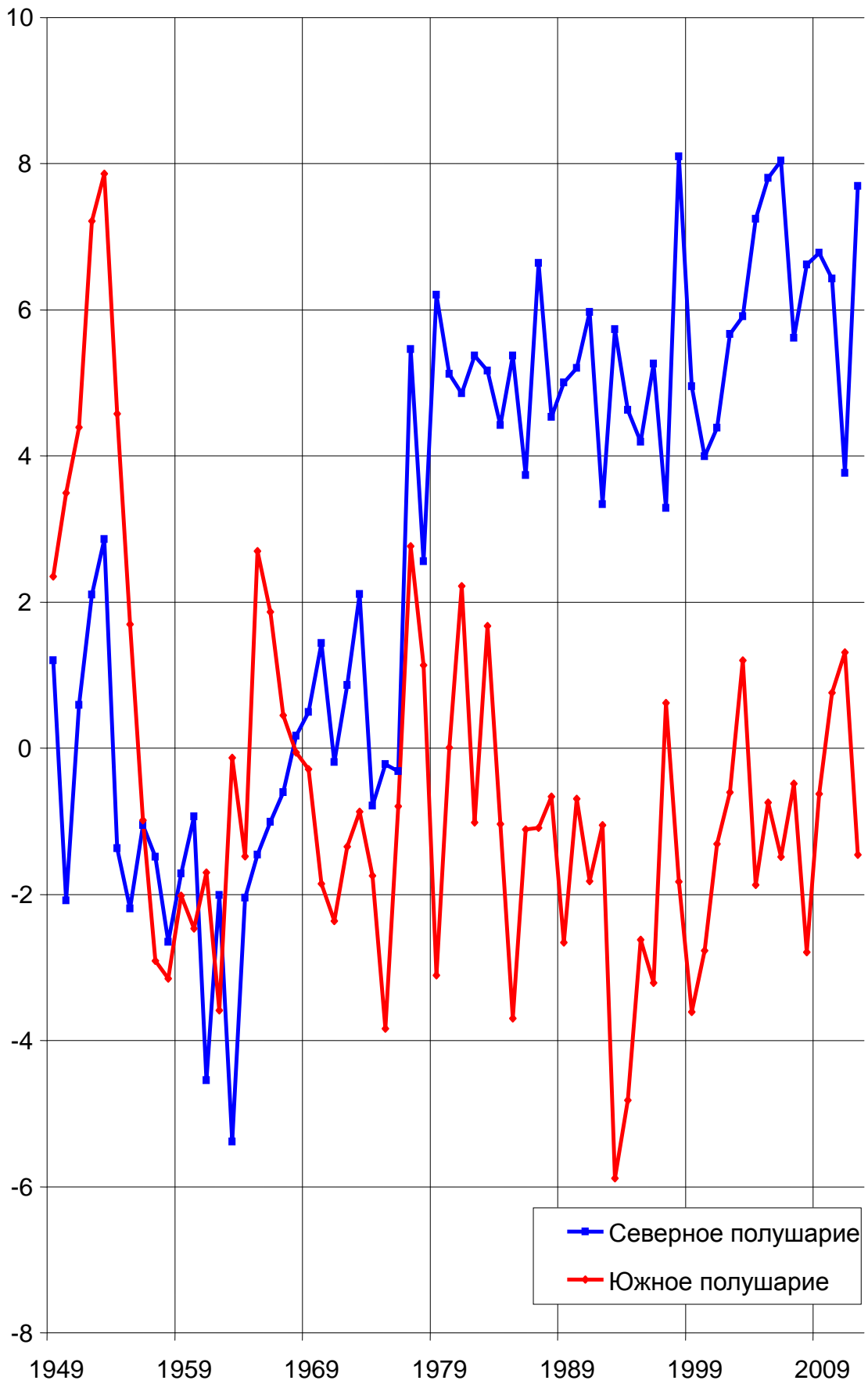


Рис. А.9. Среднегодовые аномалии N850.

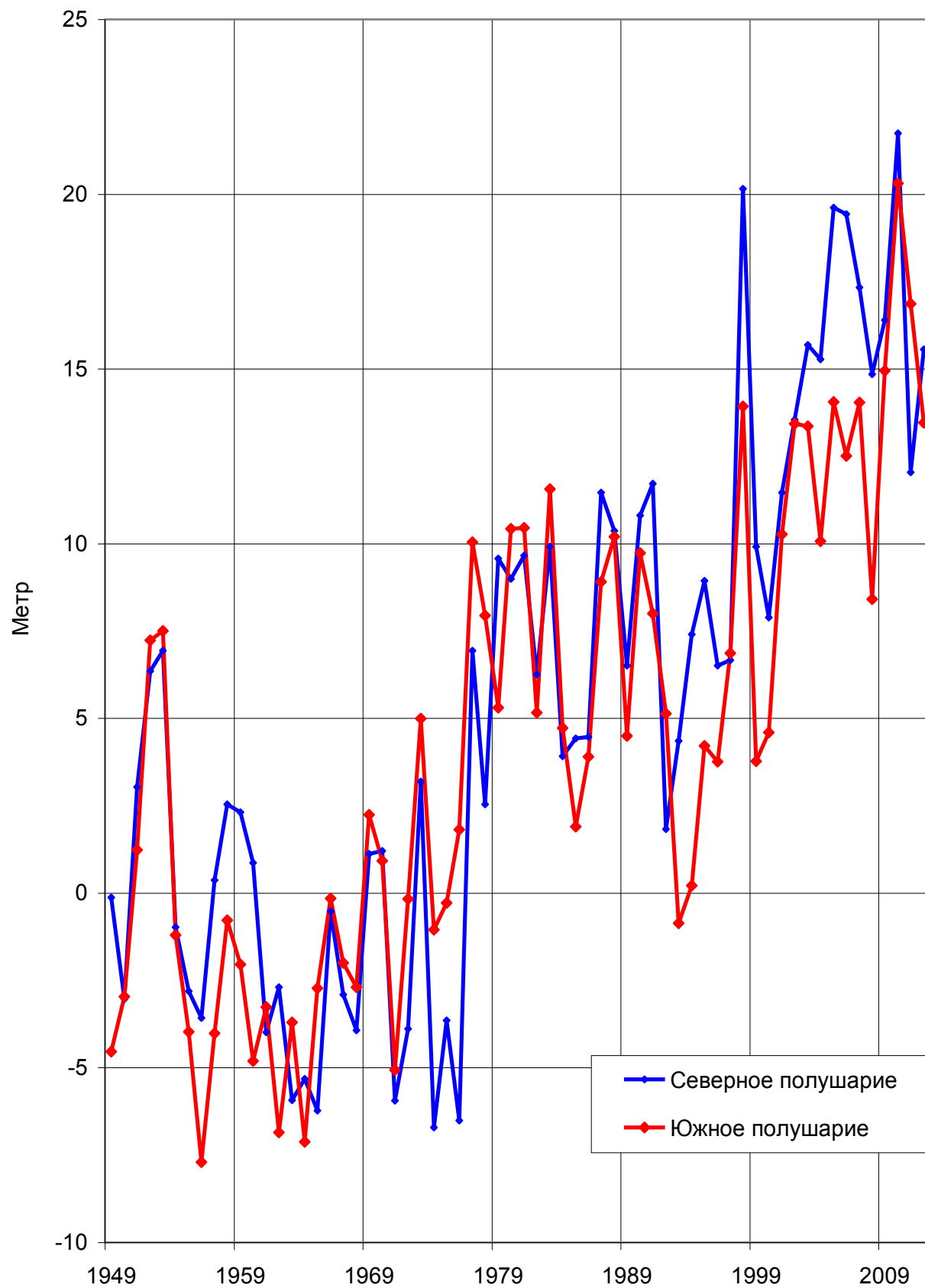


Рис. А.10. Среднегодовые аномалии H500.

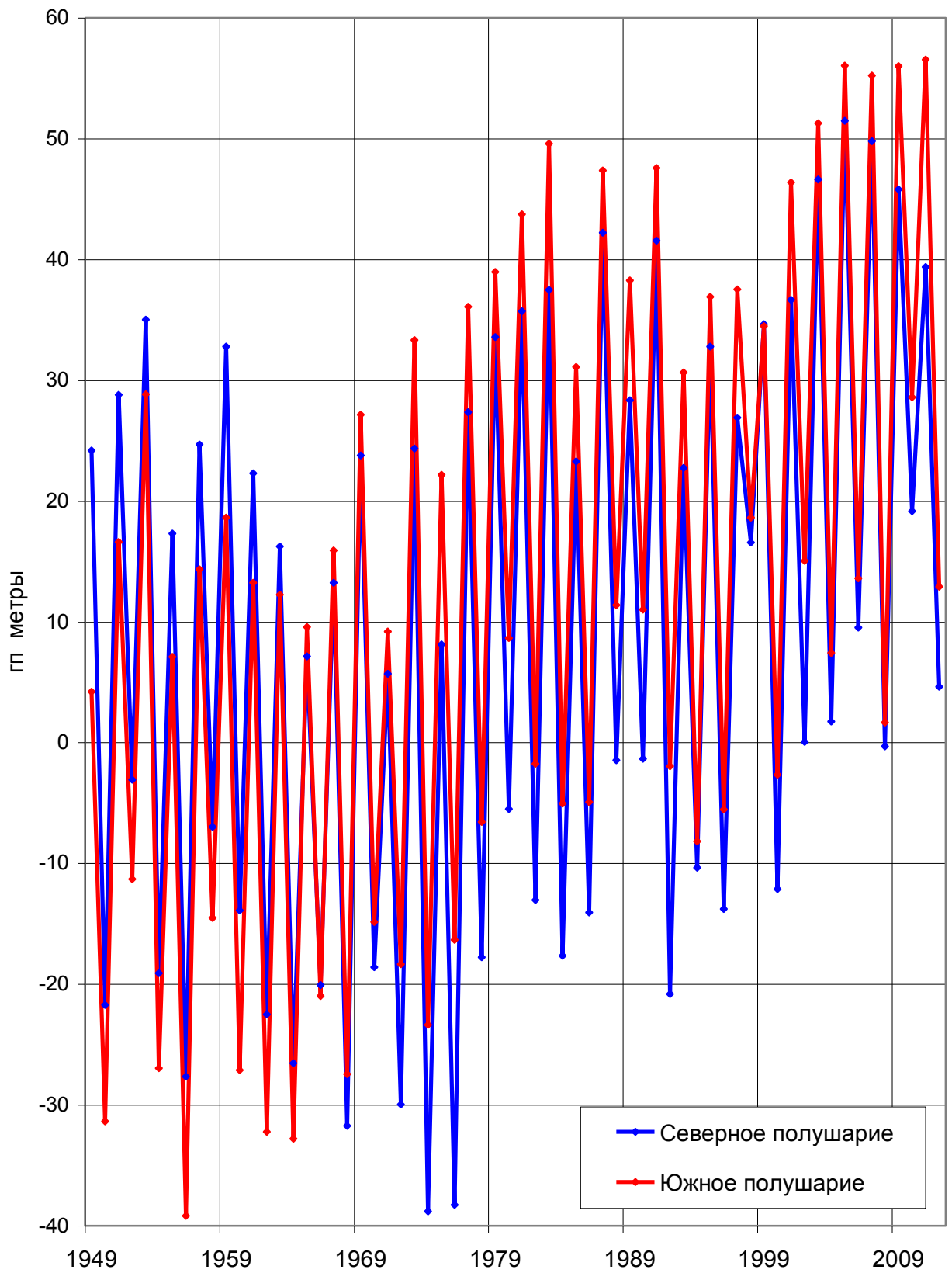


Рис. А.11. Среднегодовые аномалии N250.

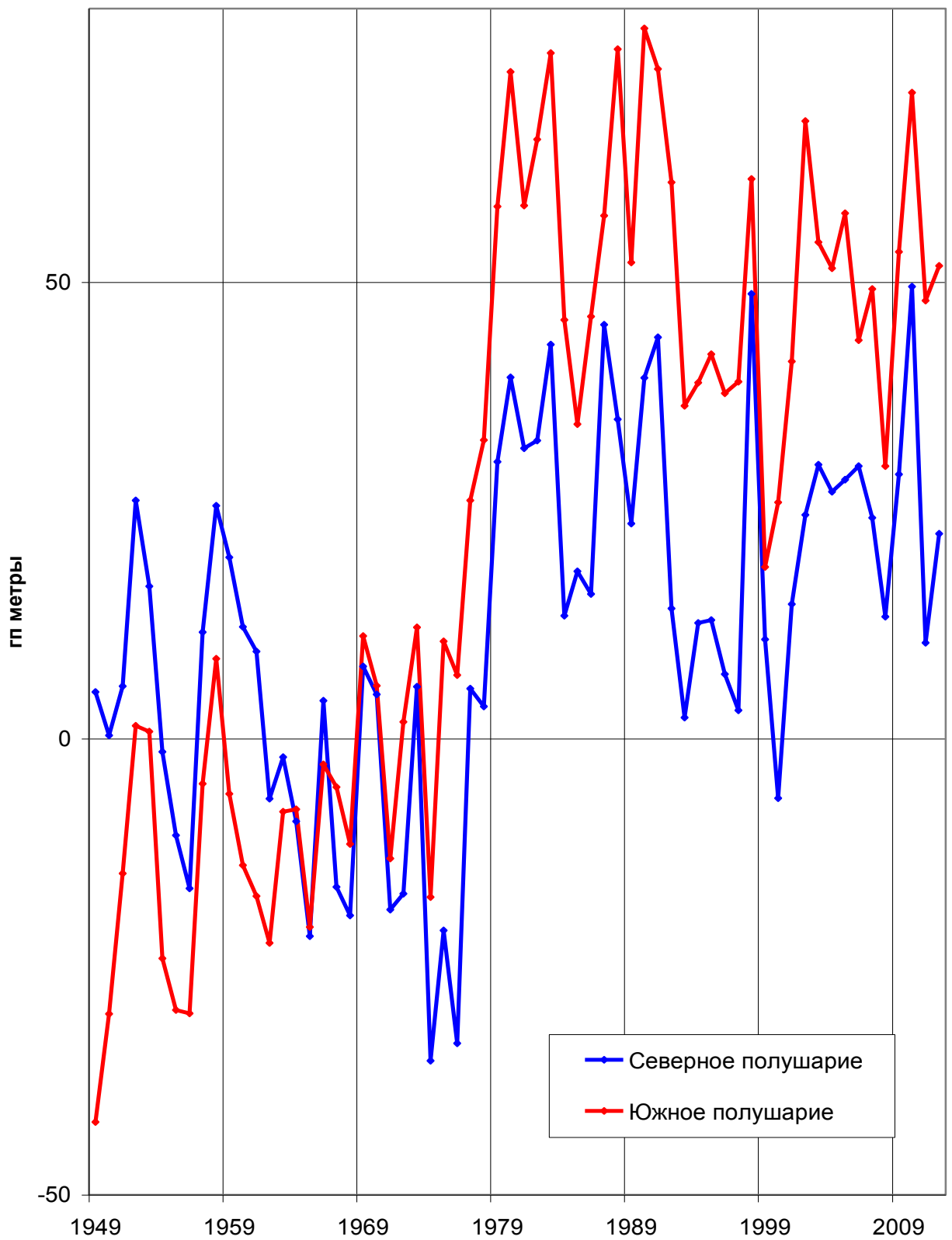


Рис. А.12. Среднегодовые аномалии N100

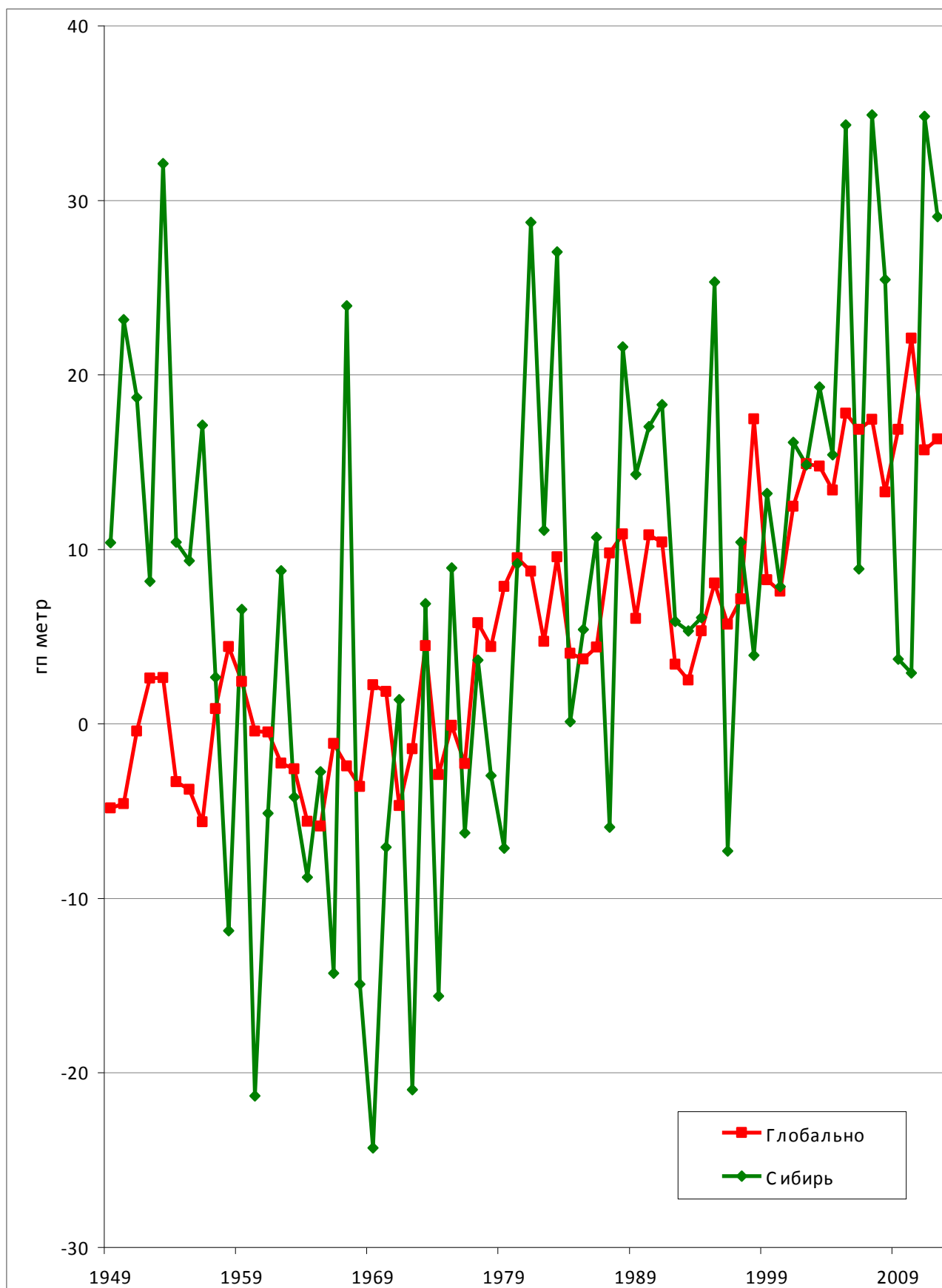


Рис. А.13. Среднегодовая аномалия относительного геопотенциала H500-H1000

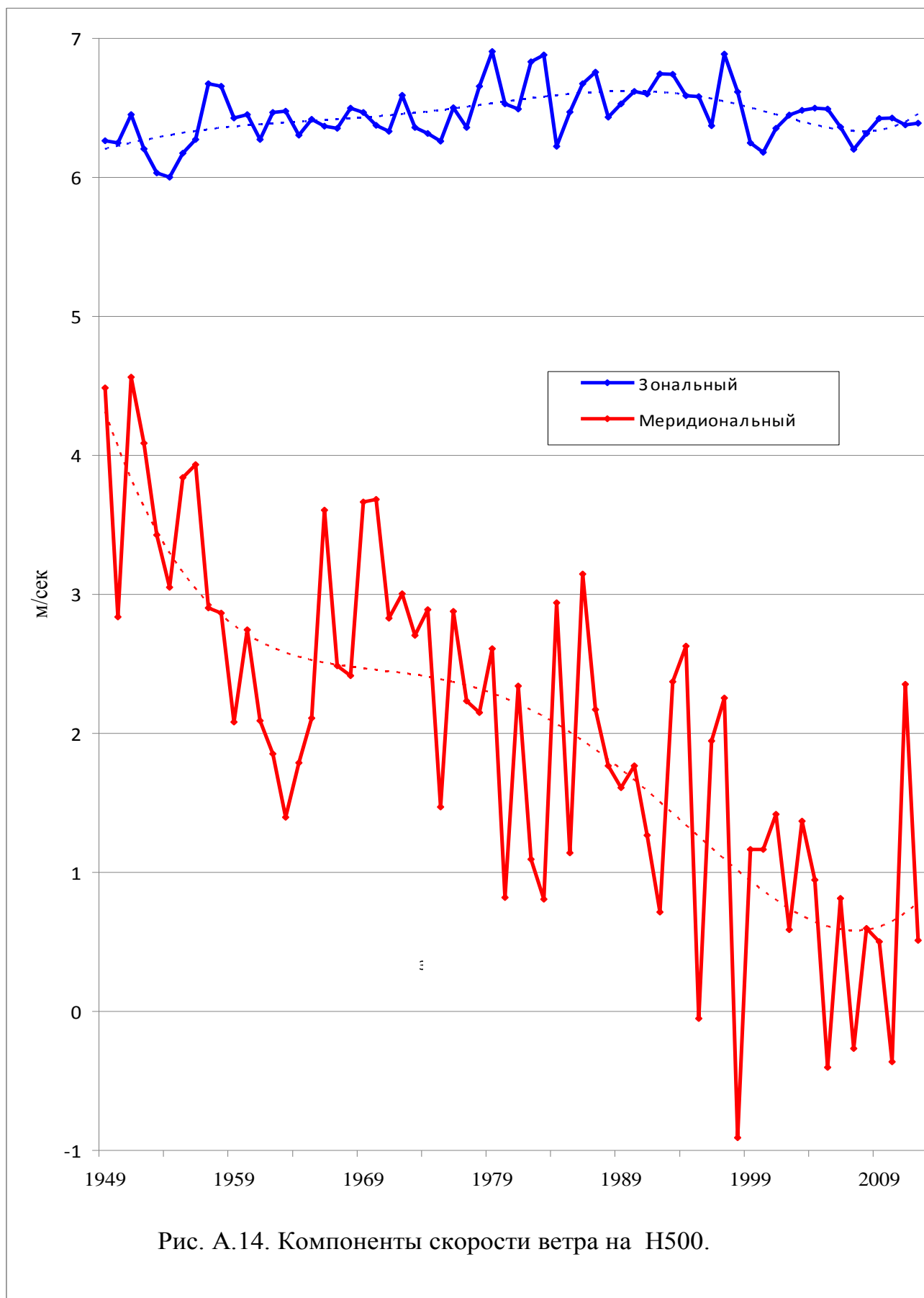


Рис. А.14. Компоненты скорости ветра на Н500.

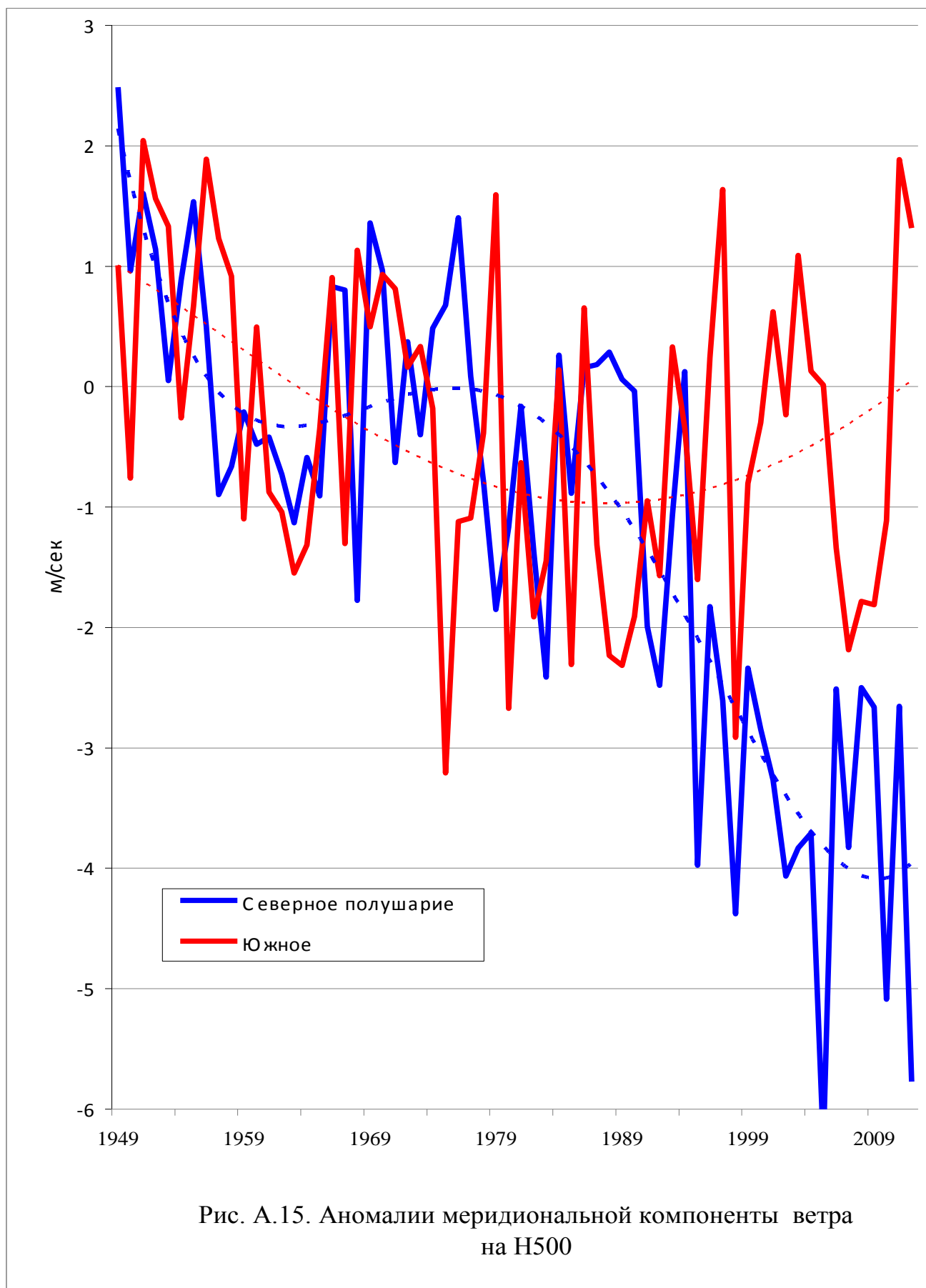


Рис. А.15. Аномалии меридиональной компоненты ветра на H500

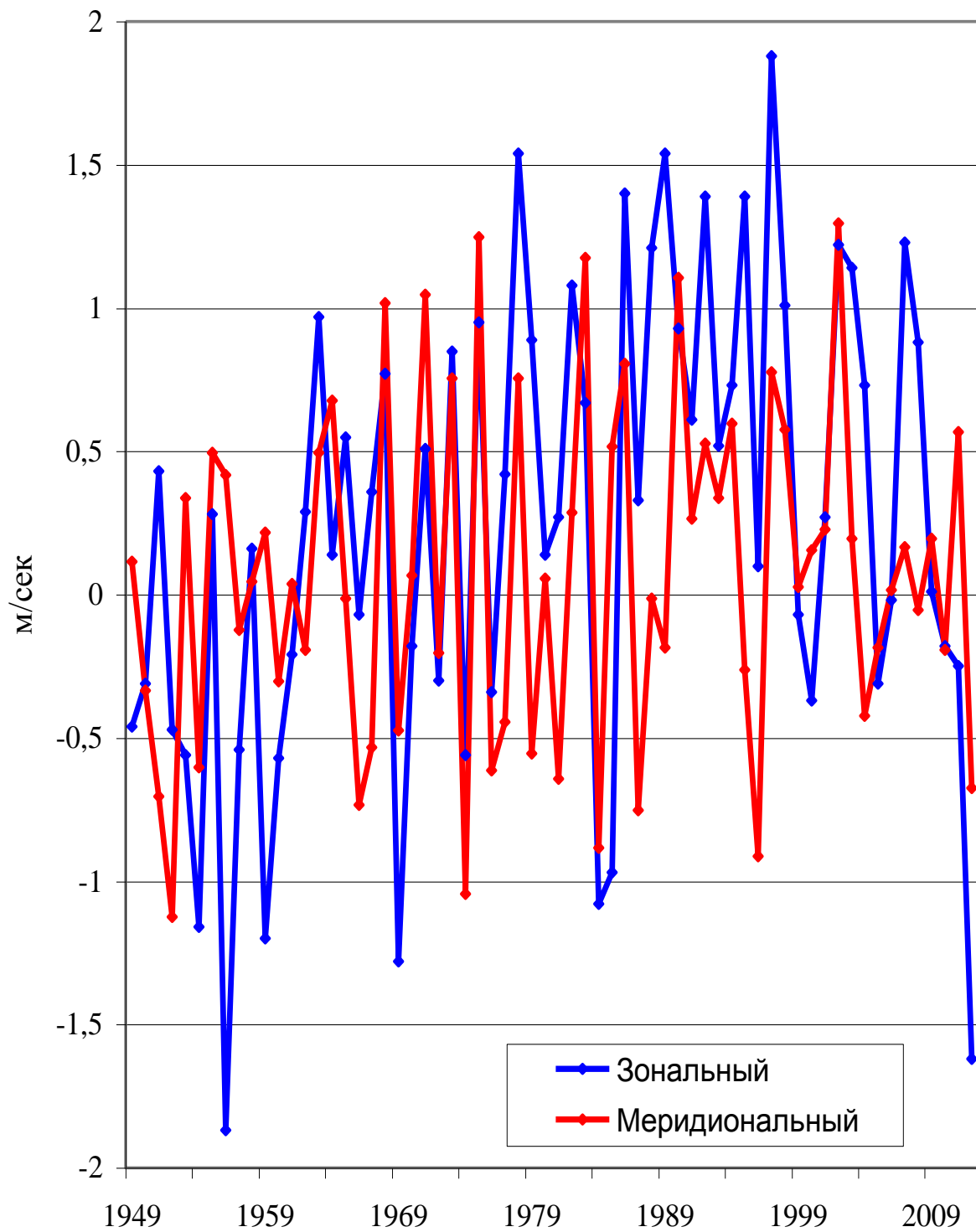


Рис. А.16. Аномалии компонент ветра Сибири на H500