

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)

Государственное учреждение  
«СИБИРСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ» (СибНИГМИ)

УДК 551.513  
№ гос. регистрации 01200965496  
Инв. №

Утверждаю:  
Директор ГУ «СибНИГМИ»  
доктор физ.-мат. наук  
В. Н. Крупчатников  
« 3 / » 2011 г.



ОТЧЁТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

**ИССЛЕДОВАТЬ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА  
КАК ОДНОГО ИЗ ЗВЕНЬЕВ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ  
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ**  
(заключительный)

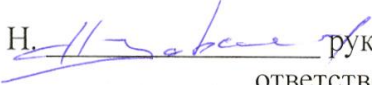
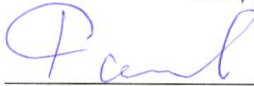
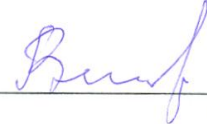
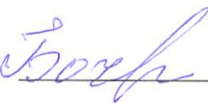
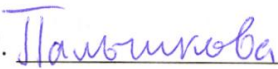
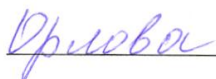
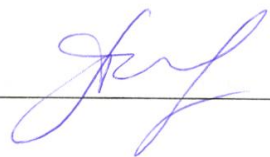
шифр темы 1.3.1(3)

Руководитель НИР,  
заведующий отделом  
гидрометеорологических и экологических исследований  
ГУ «СибНИГМИ»,  
кандидат физ.-мат. наук

 Н. Н. Завалишин

Новосибирск, 2011

### Список исполнителей:

- Завалишин Н. Н.  руководитель темы,  
ответственный исполнитель,  
заведующий отделом гидрометеорологических и  
экологических исследований ГУ «СибНИГМИ»,  
кандидат физ.-мат. наук.
- Романов Л. Н.  главный научный сотрудник  
ГУ «СибНИГМИ»,  
доктор физ.-мат. наук
- Виноградова Г. М.  ведущий научный сотрудник  
ГУ «СибНИГМИ»,  
кандидат физ.-мат. наук
- Бочкарева Е. Г.  старший научный сотрудник  
ГУ «СибНИГМИ»,
- Пальчикова Н. В.  научный сотрудник  
ГУ «СибНИГМИ»,
- Орлова З. С.  младший научный сотрудник  
ГУ «СибНИГМИ»,
- Панькова Т. П.  нормоконтролер

## РЕФЕРАТ

Отчёт 121 стр., 5 разд., 29 илл., 15 табл., 61 источник.

СИБИРСКИЙ АНТИЦИКЛОН; ИЗМЕНЧИВОСТЬ; АНАЛИЗ;  
ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ; ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА; ОСАДКИ;  
МОДЕЛЬ; ПРОГНОЗ.

Объект исследования: Сибирский антициклон

Цель работы:

Научная – анализ и моделирование процессов, формирующих аномалии температуры приземной атмосферы и осадков в Сибири.

Практическая - улучшение качества долгосрочных гидрометеорологических прогнозов, выпускаемых Гидрометцентрами Сибирского региона.

Метод проведения работы: анализ и моделирование временных рядов, регрессионный анализ с автоматической выборкой наиболее значимых предикторов, анализ и моделирование процессов с сингулярным и нестационарным спектром; моделирование гелиогеофизических процессов.

Значимость работы:

Научная - более ясное понимание механизмов антициклогенеза приземного барического поля, процессов блокирования и динамики температуры нижней тропосферы;

Практическая - создание новых моделей, алгоритмов и программ, улучшающих качество долгосрочных прогнозов по Сибири и Северному Казахстану для холодного периода года.

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ГУ «СибНИГМИ»	Государственное учреждение «Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт»
ЛК-модель	Локально-климатическая модель
СВ	случайная величина
МО	математическое ожидание
СКО	среднеквадратическое отклонение
$N(0,\sigma)$	нормальный закон распределения с нулевым МО и СКО, равным $\sigma$
ЕОФ	естественные ортогональные функции
ЦДА	центр действия атмосферы
САЦ	Сибирский антициклон
ЦПВ	циркумполярный вихрь
ВФЗ	высотная фронтальная зона
ПВФЗ	планетарная высотная фронтальная зона
ДПП	долгосрочный прогноз погоды
TSI	интегральный поток солнечной радиации
OSR (УКР)	уходящая коротковолновая радиация
OLR (УДР)	уходящая длинноволновая радиация
SH	Siberian High,
SHCI	Siberian High central intensity,
AO	Arctic Oscillation ,
SO	Southern Oscillation,

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	7
<b>Раздел 1. Основные черты общей циркуляции атмосферы</b>	
<b>Северного полушария .....</b>	<b>11</b>
1.1. Западный перенос в атмосфере .....	11
1.2. Положение и интенсивность циркумполярного вихря (высота 10 гПа, 29-30 км) .....	12
1.3. Квазидвухлетняя цикличность в экваториальной атмосфере .....	13
1.4. Планетарные высотные фронтальные зоны, атмосферные фронты и циклоническая (антициклоническая) деятельность ...	14
1.5. Типы атмосферной циркуляции во внетропических широтах .....	17
1.6. Индексы циркуляции .....	19
<b>Раздел 2. Совместный анализ месячных аномалий приземного барического поля в зимний сезон, характера циркуляции на поверхности 500 гПа, интенсивности и площади Сибирского антициклона .....</b>	<b>24</b>
2.1. Исходные данные .....	24
2.2. Антициклонез приземного барического поля в зимний сезон и процесс блокирования .....	26
2.3. Связь годового числа дней с западной циркуляцией и годовых аномалий угловой скорости вращения Земли .....	31
2.4. Неравномерность угловой скорости вращения Земли и антициклогенез приземного барического поля .....	33
<b>Раздел 3. Моделирование изменчивости Сибирского антициклона .....</b>	<b>41</b>
3.1. Характеристики положения центра Сибирского антициклона ....	41

3.2. Характеристики интенсивности Сибирского антициклона .....	43
3.3. Связь интенсивности Сибирского антициклона с температурой приземного воздуха .....	44
3.4. Переход к равномерной системе координат .....	45
3.5. Алгоритм выбора предикторов, влияющих на интенсивность и положение Сибирского антициклона .....	50
3.6. Внешние предикторы .....	55
3.7. Эксперименты .....	57
<b>Раздел 4. Анализ и моделирование солнечно-земных связей .....</b>	<b>63</b>
4.1. Зависимость максимумов чисел Вольфа от кривизны и кручения траектории движения Солнца .....	63
4.2. Оценка влияния смещения Солнца от центра инерции на температуру атмосферы .....	75
4.3. Модель зависимости температуры приземной атмосферы от альбедо Земли и тепловой инерции гидросферы .....	81
4.4. Перспективная оценка температуры нижней атмосферы моделью «альбедо-температура» .....	91
<b>Раздел 5. Модели изменчивости метеоэлементов .....</b>	<b>102</b>
5.1. Периодическая нестационарная модель .....	102
5.2. Локально-стационарная гармоническая модель .....	105
5.3. Полигармоническая нестационарная модель .....	107
Заключение .....	113
Список источников .....	116

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в погодно-климатических обзорах Гидрометцентра РФ (<http://meteoinfo.ru/climate>) особенностей атмосферной циркуляции зимних месяцев в Северном полушарии все чаще отмечается, что основным дирижером атмосферных процессов в Восточном полушарии является Сибирский антициклон. От интенсивности его развития и занимаемой площади зависит режим зимних температур во многих районах Северного полушария.

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 (САЦ) в общепринятом понимании является статистическим результатом частого формирования, усиления и стабилизации антициклонов над охлажденным континентом [Хромов, Мамонтова, 1974]. 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 центре и на севере США, но и в южных штатах - вплоть

до Флориды и побережья Мексиканского залива.

Например, влияние Сибирского антициклона в январе 2008 года распространялось на большую часть Евразии. В центральной Азии, Туркмении, Киргизии, Казахстане, Узбекистане были холода самые сильные за последние 40 лет. Аномалии достигали -13 градусов по Цельсию. Холодно было в Грузии, Армении. Сибирский холод прорвался далеко на юг к Персидскому заливу, Красному и Аравийскому морям. Влияние Сибирского антициклона распространилось даже на северную Африку, Алжир, Ливию, Египет. Заметно холоднее обычного было на большей части Сибирского федерального округа, особенно в южных районах Кемеровской области, Алтайском Крае (аномалии от -4 до -2 градусов). Причина всего вышесказанного – аномальное развитие Сибирского антициклона. В центре Западно-Сибирской низменности отмечались аномалии до +12 гПа. Сибирский антициклон был смещен к юго-западу от своего нормального положения, и был более интенсивным и обширным, чем обычно, образуя с Азорским антициклоном единую область высокого давления. Распространявшийся на Среднюю Азию и далее в Закавказье гребень Сибирского антициклона вызвал заток туда холодного воздуха из центра материка.

С изучением процессов, приводящих к значительным и длительным похолоданиям на территории Евразии, связаны такие имена как Б.П. Мультиановский, Г.Я. Вангенгейм, Х.П. Пагосян, Х.Х. Рафаилова, А.А. Гирс и др. Следует отметить большой цикл работ сибирских метеорологов И.Г. Храмцовой, Р.А. Ягудина, опубликованных в сборниках трудов ЗапСибНИГМИ 1972-1986 годов. Из большого количества зарубежных исследований отметим только работы близкие к направлению наших исследований: [D'Arrigo, et al., 2005; Panagiotopoulos, et al., 2005; Korsun, Kurbasova, 2003; и др.].

Потепление климата последних десятилетий ослабило интерес к проблеме отрицательных аномалий температуры, но холодные зимы последних лет (2005-2006 г.г., 2007-2008 г.г., 2009-2010 г.г.) снова заставляют вспомнить о существовании Сибирского антициклона и его влиянии на зимний температурный



режим континента Евразии.

Понимание причин такого рода аномального развития Сибирского антициклона, построение моделей его изменчивости, оценка будущих изменений и улучшение на этой основе качества долгосрочных метеорологических прогнозов в Сибири – это и есть основная цель настоящего исследования.

Но одного желания, конечно, мало для решения поставленной проблемы. Необходим научный задел, который бы конкретизировал направление поиска. Таким заделом стал результат работы по предыдущей тематике. В основу этих исследований была положена концепция о зависимости погодообразующих процессов, как от земных, так и от внешних факторов. Так как в Северном полушарии солнечно-земные связи наиболее четко проявляются зимой, что связано с нахождением Земли в перигелии своей орбиты в начале января, был проведен анализ зависимости январских температур воздуха от такого фундаментального параметра как смещение Солнца от центра масс Солнечной системы. Было установлено, что январская температура приземной атмосферы в центре Евразии статистически очень тесно связана со смещением Солнца [Завалишин, 2005]. Следовательно, существуют какие-то физические механизмы передачи импульсов от смещения Солнца, через солнечную активность в геосферы. В Сибири наиболее значимым зимним синоптическим объектом является Сибирский антициклон, который и создаёт условия для сильных похолоданий (возможно и обратное влияние температуры на САЦ). Отсюда следует, что надо искать причины изменения САЦ как на Земле, так и в Космосе.

Именно так и было спланировано проведение исследований. В главе 1 рассматриваются общие проблемы развития циркуляции над всем Северным полушарием, без анализа которых невозможно анализировать причины аномального развития Сибирского антициклона. В главе 2 рассматриваются земные причины изменчивости САЦ, включая изменения угловой скорости вращения Земли. Влияние внеземных причин, к которым условно отнесена и Луна, на изменчивость интенсивности и положения САЦ исследуется в главе 3. В

главе 4 строятся модели, связывающие смещение Солнца от центра масс Солнечной системы, изменения планетарного альbedo Земли с температурой приземной атмосферы. На основе проведённых исследований, в главе 5 строятся новые модели долгосрочного прогноза температуры приземного воздуха и сумм осадков по Западной и Восточной Сибири и по Северному Казахстану.

## Раздел 1

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

#### 1.1. 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 [Зверев, 1977; Багров и др., 1985].

## **1.2. 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 к 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 [Хромов, Петросянец, 2001; Багров и др., 1985].

### **1.3. 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 [Кац, 1960; Рафаилова, 1973; Иванов–Холодный, Чертопруд, 2008].

#### **1.4. 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 сходимостъ изогипс, называется входом ВФЗ, а та часть, где в направлении потока наблюдается расходимостъ 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:

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

где  $C$  – скорость смещения волны,  
 $\bar{U}$  – скорость зонального потока,  
 $L$  - длина волны,

$$\beta = \frac{dL}{dy} \quad \text{- изменение параметра Кориолиса с широтой.}$$

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 [Зверев, 1977; Багров и др., 1985].

### **1.5. 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 [Зверев, 1977; Гирс, Кондратович, 1978].

## 1.6. Индексы циркуляции

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

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

где  $a$  - радиус Земли,

$\varphi$  - широта.

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

Параметр  $\alpha$  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 ( $45^\circ$  з. д. до  $95^\circ$  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 Казахстана

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:

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

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

Здесь  $n$  – число пересечений изобар (изогипс) с отрезками меридианов между  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$ ;  $i$  - число меридианов;  $m$  – число пересечений изобар (изогипс) с отрезками параллелей между меридианами  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ ;  $j$  – число параллелей;  $\frac{1}{\cos \varphi}$  - постоянный множитель для каждой параллели, учитывающий изменение длины её отрезка в зависимости от широты  $\varphi$ . 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 C. 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 C, 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: Z, M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub>. К форме Z (аналогичной форме W в первом секторе) относятся зональные процессы со слабовыраженным западно-восточным переносом. Меридиональные процессы M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> аналогичны процессам C и E в первом секторе и отражают основные особенности циркуляции над океаническими и континентальными районами (W и Z, C и M<sub>1</sub>, E и M<sub>2</sub>). При M<sub>1</sub> гребень повышенного давления расположен над северной частью Тихого океана, а ложбина - над западом Северо-американского континента. При форме M<sub>2</sub>, 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 Z отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в высоких, а положительные - в умеренных и субтропических широтах соответствующих секторов Северного полушария. При меридиональных формах E, C, M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> положительные аномалии температуры и давления в среднем отмечаются в гребнях, а отрицательные в ложбинах.

Аномалии осадков обычно обратны 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 E и C Г.Я. Вангенгейма он рассматривает четыре формы меридиональной циркуляции в зависимости от положения высотного гребня в средней тропосфере : западная (Z), центральная (Ц), восточная (В) и смешанная (С). Основной особенностью тропосферного поля формы Z 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 C (по А.Л. Кацу) отличается от формы Z тем, что

ось высотной ложбины сдвинута к западу примерно на  $20^\circ$  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  $70^\circ$  -  $80^\circ$  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 [Кац, 1960].

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.

## Раздел 2

### СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ МЕСЯЧНЫХ АНОМАЛИЙ ПРИЗЕМНОГО БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ЗИМНИЙ СЕЗОН, ХАРАКТЕРА ЦИРКУЛЯЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ 500 ГПА, ИНТЕНСИВНОСТИ И ПЛОЩАДИ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА

#### 2.1. Исходные данные

Сеть станций, привлекаемых для анализа приземного барического поля, представлена на рисунке 2.1.

В работе использовались:

1. Карты месячных аномалий приземного атмосферного давления за период 1901-2010 гг, применяемые в оперативной практике долгосрочного прогноза системы Гидрометеослужбы РФ при подборе аналогов. Карты обработаны изолиниями через 4 гПа и освещают территорию Евразии (35° с.ш.-90° с.ш.; 20° в.д.-180° в.д.). Карты отсканированы и легко выводятся на экран компьютера для визуального просмотра. Карты раскрашены в разные цвета и представлены в период с сентября по март месяцы. При построении карт аномалий использовались нормы, рассчитанные за период 1930-1960 гг.
2. Месячные данные по числу дней с циркуляцией W, E, C по Г.Я.Вангенгейму в первом естественном синоптическом районе (1 е.с.р. ) от 45° з.д. до 95° в.д. за период 1901-2010 гг (данные Арктического и Антарктического научно-исследовательского института Росгидромета РФ).
3. Данные по угловой скорости вращения Земли и отклонениям продолжительности дня от стандарта (86400с) за период 1900-2008 гг. Данные наблюдений взяты с сайта Международной службы вращения Земли (IERS) <http://hpirs.obspm.fr/eop-pc/earthor/utllod/lod-1623.htm> .





Рис. 2.1. Схема сети гидрометеорологических станций

## 2.2. Антициклонез приземного барического поля в зимний сезон и процесс блокирования

Для исследования изменчивости приземного барического поля, как уже отмечалось выше, использовались карты фактических месячных аномалий приземного давления за 1901-2010 гг. На первом этапе из всего временного ряда были отобраны годы, когда положительная аномалия приземного давления величиной более 6 гПа занимала большую часть территории Западной и Восточной Сибири. Выборка делалась отдельно по месяцам зимнего периода (декабрь, январь, февраль). Для каждого отобранного года указывалась величина месячной аномалии приземного давления в центре положительного очага и его местоположение. Одновременно ставились в соответствие число дней с циркуляцией W, E, C по типизации Г. Я. Вангенгейма в 1 е.с.р., указывалась величина среднемесячного давления в центре Сибирского антициклона и его аномалия: таблицы 2.1, 2.2, 2.3.

Данные этих таблиц свидетельствуют, что в случаях, когда положительные месячные аномалии приземного давления более 6 гПа занимают большую часть территории Западной и Восточной Сибири, западный перенос ослаблен, преимущественное развитие в 1 е.с.р. получает циркуляция формы E по Г.Я.Вангенгейму, а очаг с максимальной месячной аномалией давления находится не в центре Сибирского антициклона, а отнесен далеко на север примерно к 60°-70° с. ш.

На следующем этапе требования к отбору лет были ужесточены: отбирались годы с аномалиями в центре очага  $\geq 16$  гПа. Данные таблицы 2.4 свидетельствуют, что при крупных месячных аномалиях приземного давления величиной 16-26 гПа западный перенос более чем в половине случаев вообще отсутствует, а число дней с E циркуляцией (гребень над европейской территорией, ложбина над Западной Сибирью) составляет 20-31 день, т.е. имеет место процесс блокирования. Центры очагов положительных аномалий находятся, за редким исключением, далеко в северных широтах.

Таблица 2.1

Годы с месячной аномалией приземного давления более 6 гПа  
на большей части территории Западной и Восточной Сибири  
**Декабрь**

годы	макс. аномалия гПа	местоположение ГМС	W	E	C	Сиб.Аз давление гПа	аномалия Сиб.Аз гПа
			К-во дней				
1901	+8	Тура	9	19	3	1040	+3
1916	+11	Тикси	5	26	0	1037	0
1917	+13	Чукотка	14	17	0	1040	+3
1918	+12	Сургут	12	19	0	1040	+3
1929	+9	Свердловск	0	28	3	1038	+2
1935	+14	Тобольск	0	31	0	1040	+3
1937	+14	Салехард	3	28	0	1033	-4
1944	+16	Казань	8	23	0	1040	+3
1945	+12	Диксон	0	19	12	1033	-4
1946	+12	Диксон	0	25	6	1040	+3
1947	+10	П-Тунгуска	4	18	9	1039	+2
1949	+14	Диксон	13	11	7	1040	+3
1950	+8	Кустанай	7	18	6	1039	-2
1952	+6	Салехард	6	23	2	1035	-2
1954	+16	П-Тунгуска	1	20	0	1044	+7
1956	+14	Тура	15	10	6	1040	+3
1959	+12	Архангельск	3	28	0	1040	+3
1966	+25	Салехард	0	31	0	1045	+8
1968	+6	Игарка	0	16	15	1040	+3
1969	+15	Х-Манс	0	21	10	1040	+3
1974	+14	Омск	8	21	2	1044	+7
1976	+12	Свердловск	1	30	0	1036	-1
1984	+18	Свердловск	3	26	2	1044	+7
2005	+20	Диксон	10	11	10	1043	+6

Годы с месячной аномалией приземного давления более 6 гПа  
на большей части территории Западной Сибири  
**Январь**

годы	макс. аномалия гПа	местоположение ГМС	W	E	C	Сиб.Аз давление гПа	аномалия Сиб.Аз гПа
			К-во дней				
1915	+12	Диксон	0	21	10	1038	+1
1919	+13	о.Колгуев	4	27	0	1040	+3
1922	+14	Игарка	5	26	0	1045	+8
1929	+16	Шпицберг	0	16	15	1035	-2
1931	+10	Сев.Земля	6	18	7	1035	-2
1933	+20	Салехард	5	26	0	1040	+3
1937	+16	Петрозав.	7	22	2	1035	-2
1938	+14	Х-Манс.	17	14	0	1038	+1
1940	+20	Салехард	4	23	4	1040	+3
1942	+14	Мурманск	4	14	13	1035	-2
1945	+12	Тобольск	8	23	0	1040	+3
1947	+17	Мурманск	0	21	10	1036	-1
1953	+12	Тикси	16	15	0	1035	-2
1960	+14	м.Челюск.	0	24	7	1040	+3
1968	+11	Игарка	8	12	11	1033	-4
1969	+24	Самара	3	28	0	1046	+9
1974	+14	Хатанга	7	21	3	1037	0
1977	+24	м.Челюск.	0	31	0	1040	+3
1984	+10	Семипал.	10	18	3	1042	+5
1986	+12	Арктика	13	15	3	1035	-2
2006	+18	Диксон	7	22	2	1038	+1
2008	+10	Омск	18	11	2	1044	+7
2010	+14	Х-Манс.	0	23	8	1035	-2

Таблица 2.3

Годы с месячной аномалией приземного давления более 6 гПа  
на большей части территории Западной Сибири  
**Февраль**

годы	макс. аномалия гПа	местоположение ГМС	W	E	C	Сиб.Аз	аномалия
						давление	Сиб.Аз
			К-во дней			гПа	гПа
1924	+12	Салехард	3	26	0	1037	0
1929	+16	Таллин	0	23	6	1035	-2
1931	+20	Тобольск	0	26	3	1045	+8
1933	+18	Диксон	7	15	7	1040	+3
1941	+12	м.Челюскин	9	20	0	1034	-3
1942	+14	Пермь	3	20	6	1040	+3
1945	+14	Салехард	3	26	0	1040	+3
1947	+26	Арктика	4	22	3	1040	+3
1951	+12	Сыктывкар	0	29	0	1030	-7
1952	+18	Салехард	0	24	5	1041	+4
1953	+10	Салехард	7	18	4	1034	-3
1954	+13	С-Петербург	0	24	5	1030	-7
1955	+16	м.Челюскин	0	24	5	1027	-10
1956	+24	Салехард	0	24	5	1039	+2
1957	+20	Диксон	13	16	0	1040	+3
1964	+18	Х-Мансийск	0	20	9	1040	+3
1965	+14	Арктика	2	5	22	1035	-2
1969	+20	Архангельск	5	24	0	1040	+3
1971	+22	Х-Мансийск	0	19	10	1044	+7
1974	+16	Игарка	8	21	0	1038	+1
1976	+12	Минск	0	26	4	1031	-6
1980	+10	Красноярск	0	24	5	1042	+5
1981	+10	Новая Земля	3	24	2	1035	-2
1984	+24	Киров	0	29	0	1045	+8
1985	+19	Новая Земля	2	26	3	1041	+4
1988	+16	Салехард	12	17	0	1041	+4
2005	+12	Сыктывкар	2	16	10	1041	+4
2010	+22	м.Челюскин	8	14	6	1035	-2

Таблица 2.4

Годы с месячной аномалией приземного давления более 16 гПа  
(январь, февраль, декабрь)

годы	макс. аномалия гПа	местоположение ГМС	W	E	C	Сиб.Аз	аномалия
						Давл.	Сиб.Аз
			К-во дней			гПа	гПа
	<b>январь</b>						
1929	+16	Шпицберг	0	16	15	1035	-2
1933	+20	Салехард	5	26	0	1040	+3
1940	+20	Салехард	4	23	4	1040	+3
1947	+17	Мурманск	0	21	10	1036	-1
1969	+24	Самара	3	28	0	1046	+9
1977	+24	м.Челюск.	0	31	0	1040	+3
2006	+18	Диксон	7	22	2	1038	+1
	<b>февраль</b>						
1929	+16	Таллин	0	23	6	1035	-2
1931	+20	Тобольск	0	26	3	1045	+8
1933	+18	Диксон	7	15	7	1040	+3
1947	+26	Арктика	4	22	3	1040	+3
1952	+18	Салехард	0	24	5	1041	+4
1955	+16	м.Челюскин	0	24	5	1027	-10
1956	+24	Салехард	0	24	5	1039	+2
1957	+20	Диксон	13	16	0	1040	+3
1964	+18	Х-Мансийск	0	20	9	1040	+3
1969	+20	Архангельск	5	24	0	1040	+3
1971	+22	Х-Мансийск	0	19	10	1044	+7
1974	+16	Игарка	8	21	0	1038	+1
1984	+24	Киров	0	29	0	1045	+8
1985	+19	Новая Земля	2	26	3	1041	+4
2010	+22	м.Челюскин	8	14	6	1035	-2
	<b>декабрь</b>						
1944	+16	Казань	8	23	0	1040	+3
1954	+16	П-Тунгуска	1	20	0	1044	+7
1966	+25	Салехард	0	31	0	1045	+8
1984	+18	Свердловск	3	26	2	1044	+7
2005	+20	Диксон	10	11	10	1043	+6

### 2.3. Связь годового числа дней с западной циркуляцией и годовых аномалий угловой скорости вращения Земли

За основу анализа взято годовое число дней с  $W$  циркуляцией по классификации Г. Я. Вангенгейма за период 1931-2009 гг. в 1 е.с.р. Почему именно  $W$ , а не  $E$  или  $C$ ? Потому что  $W$  циркуляция - западный перенос, который четко виден на поверхности 500 гПа, и ошибки в числе дней с этой формой циркуляции практически исключены, что нельзя сказать о числе дней с  $E$  или  $C$ . Местоположение высотного гребня и высотной ложбины в 1 е.с.р. не всегда четко определено, с уверенностью можно говорить только о том, что процесс меридиональный. За основу анализа взят период только после 1931 года, потому что карты барической топографии, по которым осуществляется типизация Г. Я. Вангенгейма, внедрены в практику службы прогнозов только после 1930 года.

Данные об аномалиях угловой скорости вращения Земли взяты с сайта Международной службы вращения Земли (IERS) <http://hpiers.obspm.fr/eop-pc/earthor/utllod/lod-1623.html>. В таблице на этом сайта приведены среднегодовые величины продолжительности дня и отклонение этой продолжительности от стандартных 86400 секунд, начиная с 1623 года.

На рисунке 2.2 представлен график совместного хода годового числа дней с западной циркуляцией  $W$  и годовых аномалий угловой скорости вращения за период 1931-2008. По оси абсцисс нанесены годы, по оси ординат: слева – отклонение длины дня (среднее за год и отнесенное к середине года) от стандартного; справа – годовое число дней с  $W$  циркуляцией по классификации Г. Я. Вангенгейма в 1 е.с.р.. График дает фактический ход аномалий угловой скорости вращения Земли и числа дней с циркуляцией  $W$  и их аппроксимацию полиномом шестой степени.

Из графика видно, что в период 1933-1972 гг. Земля замедляла скорость своего вращения (длина дня увеличивалась), а число дней с  $W$  циркуляцией уменьшалось. В период 1973-2003 гг. Земля увеличивала скорость

dW\_W

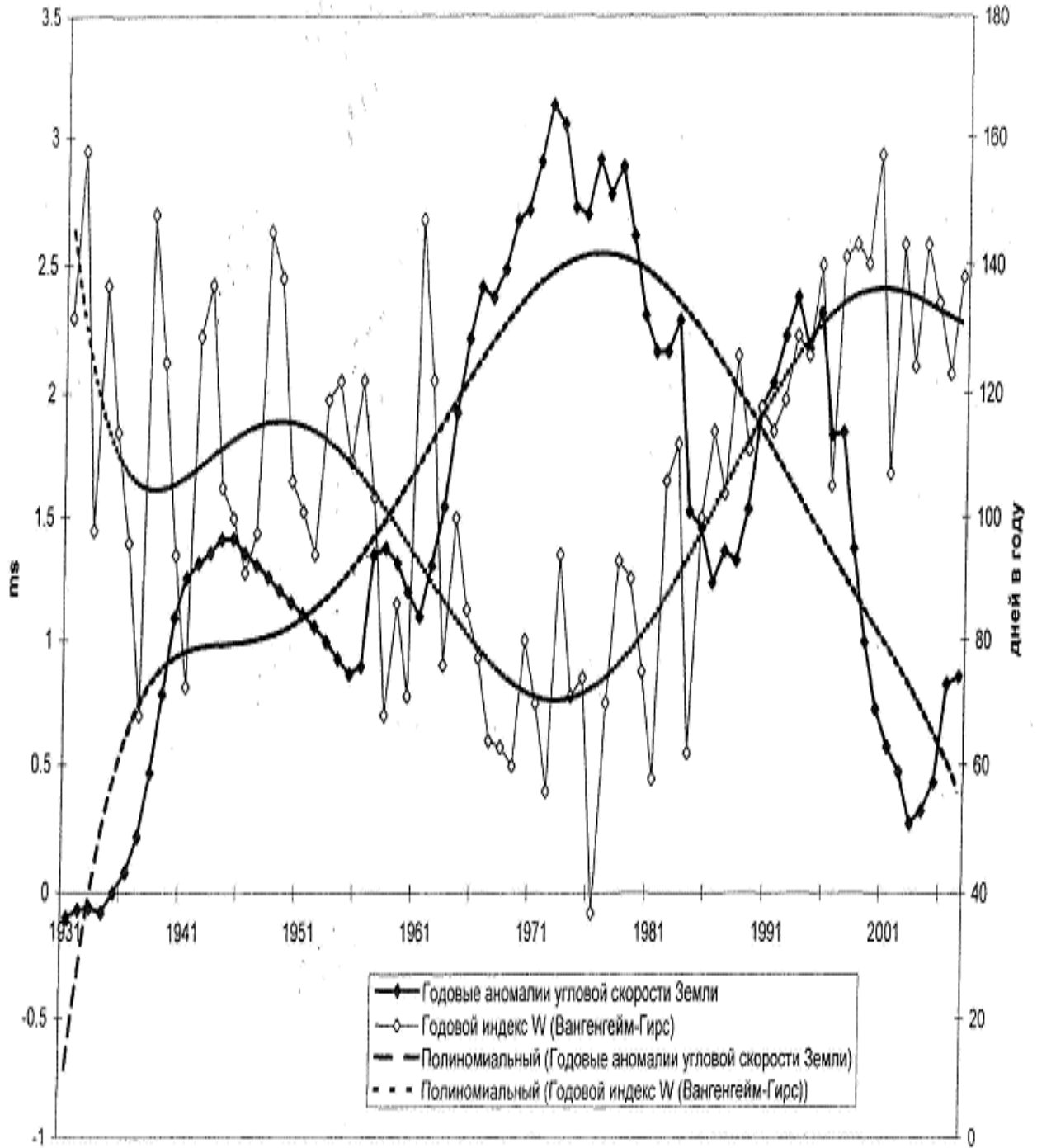


Рис. 2.2. Временной ход годового числа дней с циркуляцией W и годовых аномалий угловой скорости вращения Земли.



своего вращения (длина дня уменьшалась), и число дней с  $W$  циркуляцией росло. После 2004 года Земля стала замедлять свое вращение, число дней с западным переносом пошло на убыль. График зависимости годового числа дней с  $W$  циркуляцией и аномалий угловой скорости вращения Земли представлен на рисунке 2.3. Видно, что при увеличении длины дня (замедлении угловой скорости вращения Земли) годовое число дней с  $W$  циркуляцией уменьшается. Коэффициент корреляции равен  $-0,55$ .

#### **2.4. Неравномерность угловой скорости вращения Земли и антициклогенез приземного барического поля**

Изменение угловой скорости вращения Земли год от года происходит неравномерно, а порой даже «скачкообразно». Это видно на рисунке 2.4, где представлен ход аномалий угловой скорости вращения Земли и первая производная этих аномалий, т.е. ускорение угловой скорости вращения Земли  $d\omega/dt$ . Наибольшее торможение было в 1956 и 1957 годах, а наибольшее увеличение скорости - в 1983 и 1984.

На рисунках 2.5,...,2.7 приводятся карты приземных аномалий барического поля в феврале 1953 года (плавное изменение скорости) и в феврале 1956 и 1984 года («скачкообразное» изменение скорости). При «скачкообразном» изменении скорости аномалии приземного давления максимальны 24-25 гПа, т.е. барическое поле реагирует на «скачки» угловой скорости крупными положительными аномалиями приземного давления. Но вывод сделан на ограниченном числе случаев; чтобы он был достоверен нужно рассматривать реакцию приземных барических полей по всем месяцам года, а не только февраля 1956 и 1984 годов.

Частота появления экстремальных месячных положительных аномалий приземного давления величиной 16-24 гПа в периоды замедления скорости вращения Земли, в 1933-1972 гг. и после 2004 года, и в периоды увеличения

Связь годовых  $W$  с годовыми аномалиями угл. скор. вращ. Земли  
(за период 1931-2008 гг)

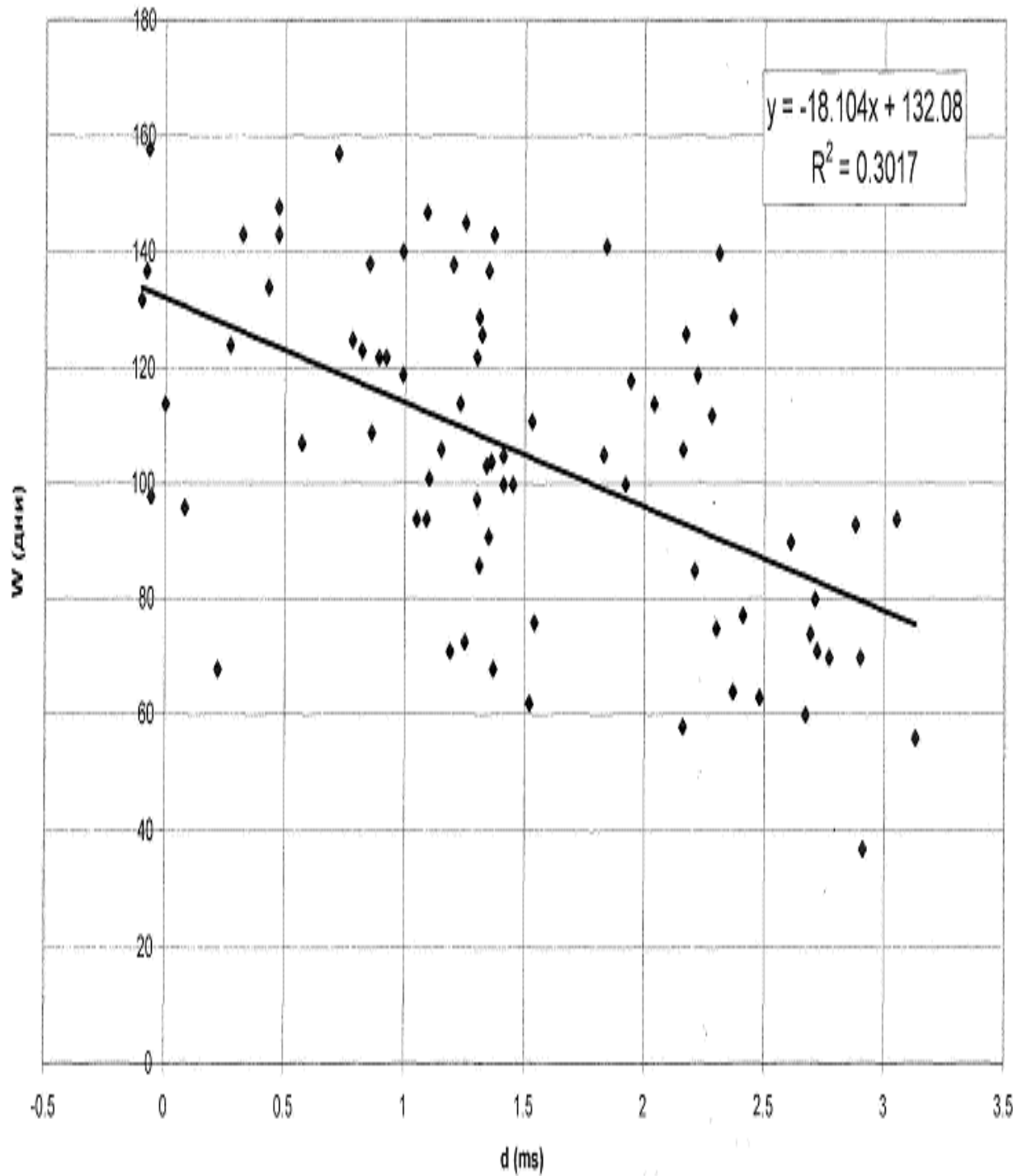


Рис. 2.3. Связь годового числа дней с  $W$  циркуляцией с годовыми аномалиями угловой скорости вращения Земли (за период 1931-2008 гг.)

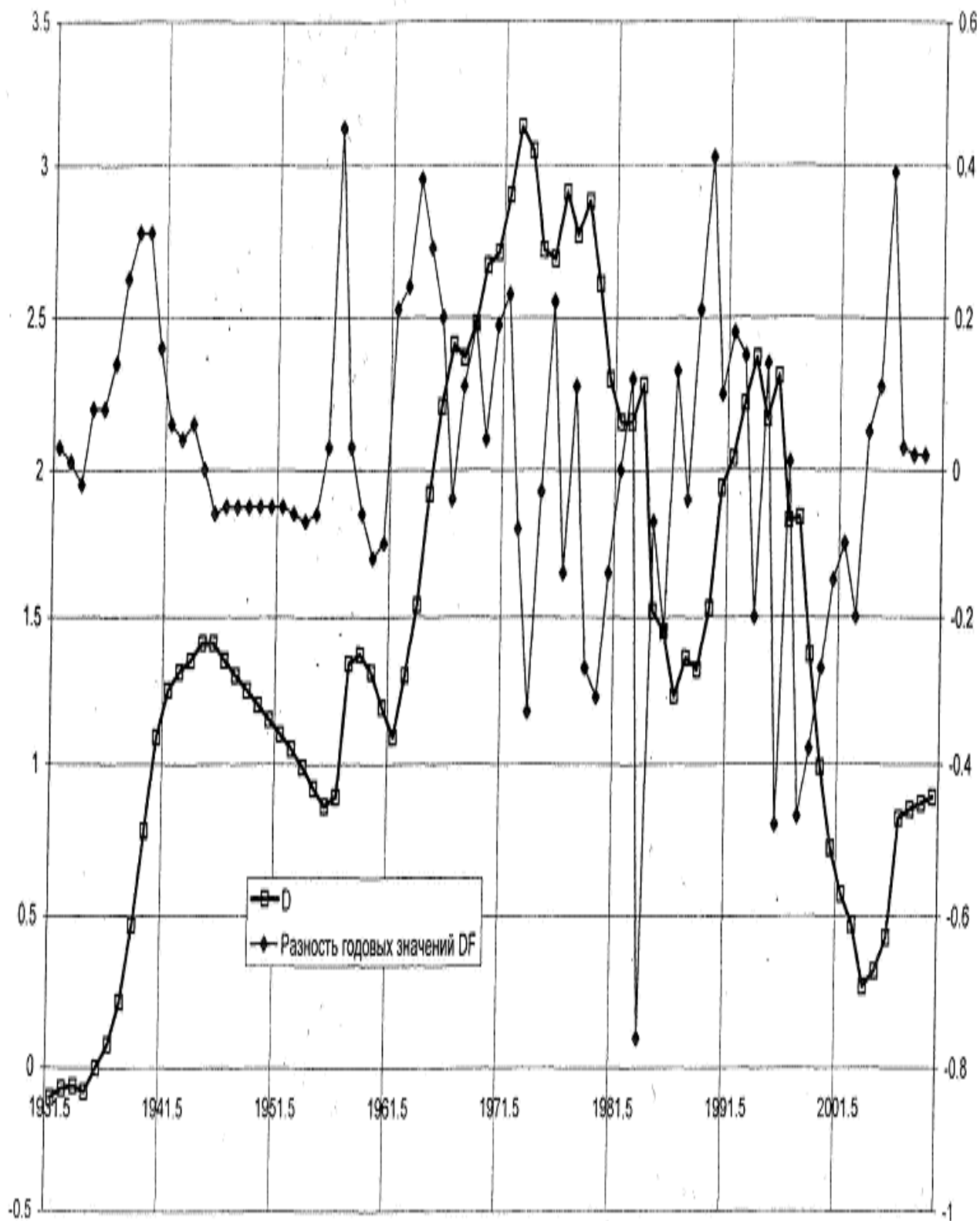


Рис. 2.4. Временной ход аномалий угловой скорости вращения Земли ( $D$ ) и первой производной этих аномалий ( $DF$ ).

# Аномалия давления февраль 1953г

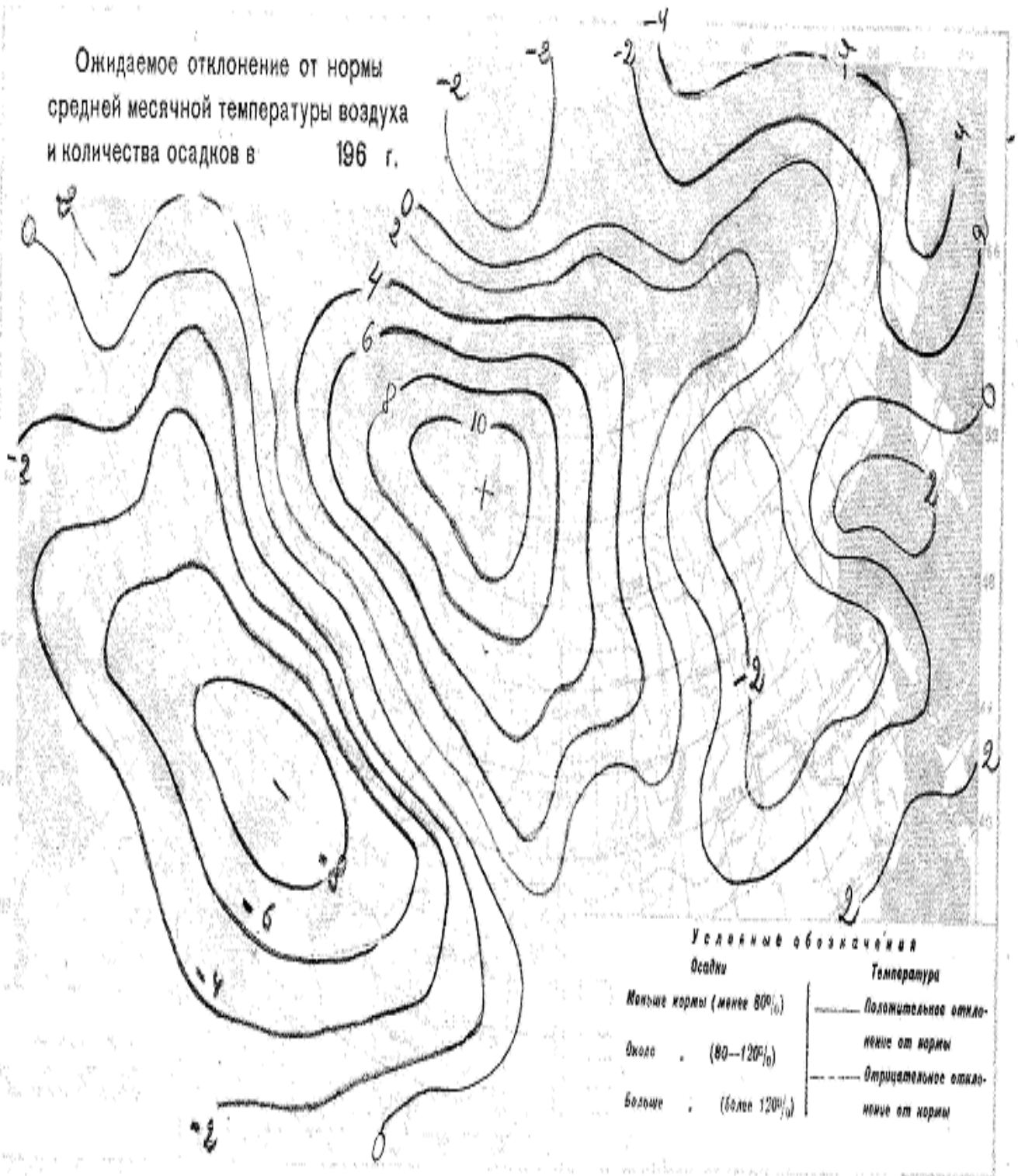


Рис. 2.5. Аномалия приземного давления в феврале 1953 года.



Рис. 2.6. Аномалии приземного давления в феврале 1984 года.

# Аномалия давления февраль 1956г

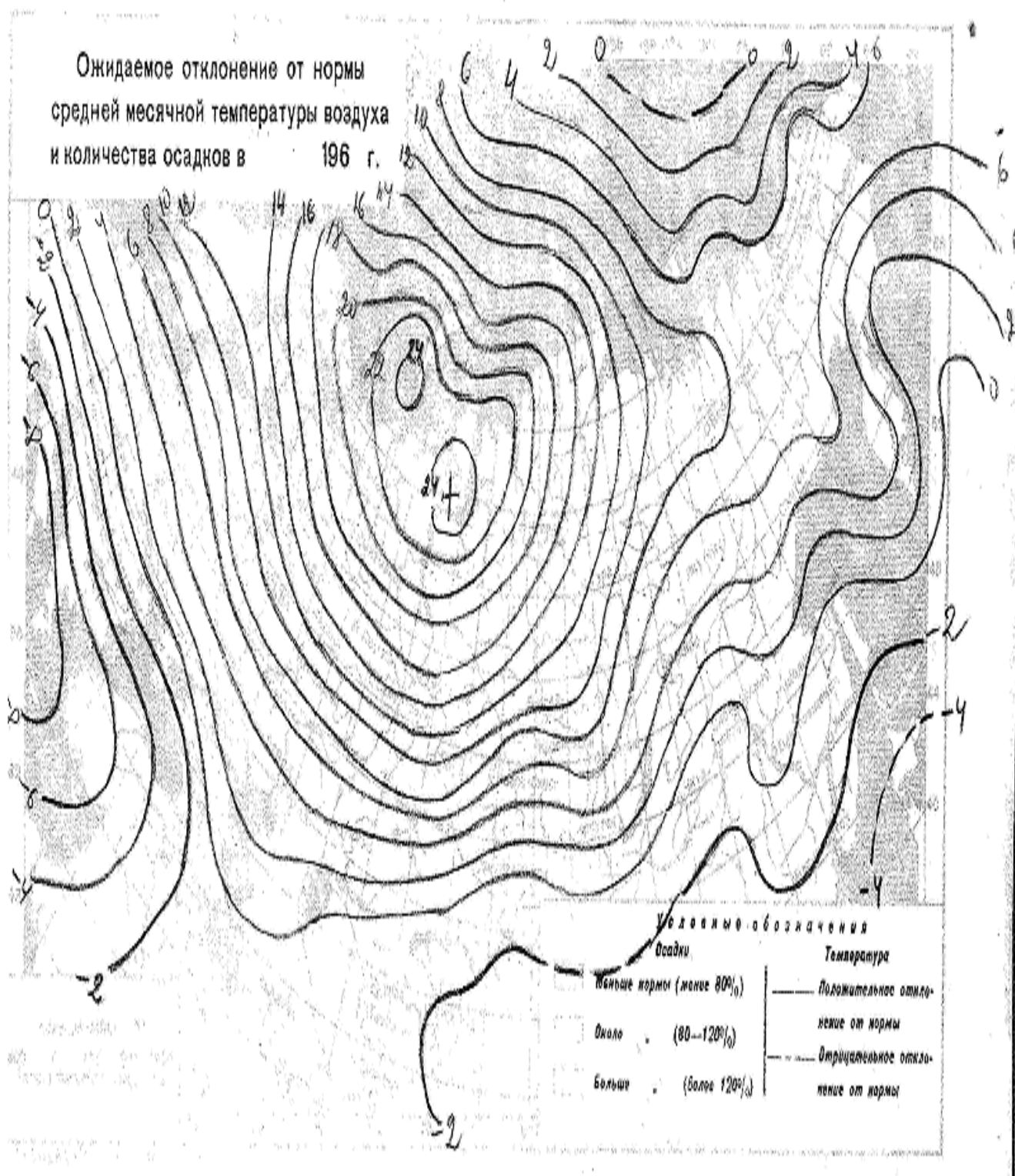


Рис. 2.7. Аномалия приземного давления в феврале 1956 года.

скорости вращения Земли, в 1901-1932 гг. и 1973-2003 гг., представлены в таблице 2.5. Анализ таблицы свидетельствует, что в периоды замедления скорости вращения Земли крупные положительные аномалии приземного давления встречались в 4-5 раз чаще, чем в периоды увеличения скорости вращения Земли.

Частота случаев аномального развития Сибирского антициклона (среднее за месяц давление в центре более 1040 гПа) также подчиняется этой закономерности (таблица 2.6).

Таблица 2.5

Распределение случаев развития Сибирского антициклона  
с аномалиями давления в центре очага больше 16 гПа

	Декабрь	Январь	Февраль	Итого	В среднем за 10 лет
<b>1901-1932</b>					
увеличение $\omega$	0	1	2	3	0,9
<b>1933-1972</b>					
замедление $\omega$	3	4	9	16	4,0
<b>1973-2003</b>					
увеличение $\omega$	1	1	3	5	1,6
<b>2004-2009</b>					
замедление $\omega$	1	1	1	3	5,0

Таблица 2.6

Частота случаев аномального развития Сибирского антициклона (давление в центре больше 1040 гПа) по периодам увеличения – замедления угловой скорости вращения Земли

Период	Изменение $\omega$	К-во случаев	В среднем за 10 лет
1901-1932	увеличение	5	1,6
1933-1972	замедление	31	10,0
1973-2003	увеличение	8	2,6
2004-2009	замедление	6	10,0



## Раздел 3

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА

#### 3.1. Характеристики положения центра Сибирского антициклона

Традиционно для характеристики положения Сибирского антициклона используются координаты точки с максимальным давлением. В дополнение к этому параметру рассмотрим еще один. Из механики известно, что центр тяжести системы из  $n$  материальных точек, жестко связанных между собой, вычисляется по формуле

$$\sum_{k=1}^n \bar{r}_k * m_k = 0 \quad , \quad (3.1)$$

где начало координат совпадает с центром тяжести. Если начало координат не совпадает с центром тяжести, то формула (3.1) преобразуется в (3.2)

$$\sum_{k=1}^n (\bar{r}_k - \bar{R}_c) * m_k = 0 \quad , \quad (3.2)$$

где  $\bar{R}_c = (x_c, y_c)$  – вектор от начала координат в центр масс

$$\bar{R}_c = \frac{\sum_{k=1}^N \bar{r}_k * m_k}{\sum_{k=1}^N m_k} = \sum_{k=1}^N \bar{r}_k * m'_k \quad , \quad (3.3)$$

где  $m'_k = \frac{m_k}{\sum_{k=1}^N m_k}$  .

Будем оценивать положение центра Сибирского антициклона с помощью

формулы (3.3), где под  $m_k$  будет пониматься положительная аномалия давления, измеренная на сети из 75 ГМС (рисунок 2.1). В расчет принимаются только ГМС с положительной аномалией давления.

Была сделана оценка близости обоих параметров с помощью коэффициента корреляции. Для этого были отдельно подсчитаны коэффициенты корреляции между координатами  $X$  и  $Y$ , а результаты представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1

Коэффициенты корреляции между параметрами положения центра  
Сибирского антициклона

Параметры корреляции	январь	февраль	март	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
$\rho (X_c, X_m)$	0,72	0,91	0,68	0,83	0,74	0,59	0,78
$\rho (Y_c, Y_m)$	0,81	0,75	0,84	0,84	0,85	0,83	0,78
$\rho (X_c, Y_c)$	0,72	0,79	0,86	0,67	0,49	0,64	0,69
$\rho (X_m, Y_m)$	0,49	0,71	0,78	0,5	0,49	0,44	0,66

Из таблицы видно, что между одноименными координатами центра Сибирского антициклона существует весьма высокая статистическая связь от 0,6 до 0,9 по коэффициенту корреляции.

Сравнение коэффициентов корреляции между разноименными координатами одного и того же параметра показывает, что более высокая корреляция присуща параметру, который оценивает положение центра антициклона по формуле (3.3).

Кроме того, обнаружена значимая положительная корреляция между параметрами  $X_c$  и  $Y_c$ . Это означает, что перемещение центра Сибирского антициклона тяготеет к линии юго-запад – северо-восток.

Следовательно, эти две характеристики почти эквивалентны, хотя второй параметр более детально оценивает перемещение центра антициклона.

### 3.2. Характеристики интенсивности Сибирского антициклона

Рассмотрим следующие характеристики интенсивности Сибирского антициклона:

1) Максимальное давление в антициклоне

$$I_1 = \max_{k=1, N} \{P_k\} ;$$

2) Среднее давление в антициклоне;

3) Доля ГМС с положительной аномалией давления (в %%)

$$I_3 = \frac{\sum_{k=1}^N \theta(\Delta P_k)}{N} * 100\% ;$$

4) Доля площади, занятая положительной аномалией давления

$$I_4 = 100\% * S_{\Delta P > 0} / (S_{\Delta P > 0} + S_{\Delta P \leq 0}) .$$

Связь данных параметров приведена в таблице 3.2.

Таблица 3.2

Коэффициенты корреляции между параметрами интенсивности  
Сибирского антициклона

Параметры корреляции	январь	февраль	март	сентябрь	октябрь	ноябрь	Декабрь
$\rho(I_1, I_2)$	0,91	0,93	0,86	0,77	0,87	0,9	0,83
$\rho(I_1, I_3)$	0,74	0,82	0,76	0,34	0,42	0,63	0,59
$\rho(I_1, I_4)$	0,73	0,82	0,67	0,35	0,57	0,68	0,65
$\rho(I_2, I_3)$	0,74	0,82	0,76	0,34	0,42	0,63	0,59
$\rho(I_2, I_4)$	0,73	0,82	0,67	0,35	0,57	0,68	0,65
$\rho(I_3, I_4)$	0,84	0,93	0,86	0,73	0,77	0,84	0,73

Из данной таблицы видно, что максимальное и среднее давление в антициклоне имеют значимые коэффициенты корреляции от 0,8 до 0,9. А у таких параметров как доля ГМС (в %%) с положительной аномалией давления и доля площади,

занятая положительной аномалией давления, коэффициент корреляции составляет 0,7-0,9. Это говорит о том, что связь между параметрами тесная, а, значит, данные методы оценки интенсивности Сибирского антициклона довольно точные.

Между собой эти параметры коррелируют слабее, о чем говорит коэффициент корреляции 0,5-0,7.

Как видно из таблицы, минимальные значения коэффициента корреляции приходится на сентябрь. Это, по-видимому, связано с тем, что антициклон в данном месяце еще только формируется.

### 3.3. Связь интенсивности Сибирского антициклона с температурой приземного воздуха

В таблице 3.3 представлены результаты вычислений уравнений линейной регрессии между интенсивностью САЦ и температурой приземного воздуха.

Таблица 3.3.

Уравнения линейной регрессии интенсивности САЦ на температуру воздуха

	Сев.Зап.Сиб.	Юг Зап.Сиб.	Сев.Вост.Сиб.	Юг Вост.Сиб.
январь	$T = -0.06I_3 - 20$ $R^2 = 0.14$	$T = -0.13I_3 - 11.4$ $R^2 = 0.7$	$T = -0.11I_3 - 24.9$ $R^2 = 0.34$	$T = -0.1I_3 - 14.5$ $R^2 = 0.45$
февраль	$T = -0.04I_3 - 18.7$ $R^2 = 0.1$	$T = -0.09I_3 - 11.3$ $R^2 = 0.58$	$T = -0.06I_3 - 23$ $R^2 = 0.17$	$T = -0.08I_3 - 12.2$ $R^2 = 0.42$
март	$T = -0.04I_3 - 10.6$ $R^2 = 0.12$	$T = -0.08I_3 - 3.8$ $R^2 = 0.63$	$T = -0.07I_3 - 11.7$ $R^2 = 0.41$	$T = -0.08I_3 - 3.49$ $R^2 = 0.64$
сентябрь	$T = 0.005I_3 + 6.36$ $R^2 = 0.004$	$T = -0.006I_3 + 10.29$ $R^2 = 0.008$	$T = -0.007I_3 + 6$ $R^2 = 0.01$	$T = -0.01I_3 + 9.06$ $R^2 = 0.05$
октябрь	$T = 0.02I_3 - 3.7$ $R^2 = 0.03$	$T = -0.03I_3 + 3.8$ $R^2 = 0.15$	$T = -0.03I_3 - 3.8$ $R^2 = 0.06$	$T = -0.05I_3 + 2.7$ $R^2 = 0.26$
ноябрь	$T = -0.03I_3 - 12.1$ $R^2 = 0.04$	$T = -0.09I_3 - 3.5$ $R^2 = 0.56$	$T = -0.08I_3 - 15.8$ $R^2 = 0.24$	$T = -0.08I_2 - 4.8$ $R^2 = 0.58$
декабрь	$T = -0.02I_3 - 18.6$ $R^2 = 0.01$	$T = -0.10I_3 - 10.9$ $R^2 = 0.45$	$T = -0.06I_3 - 24.8$ $R^2 = 0.13$	$T = -0.07I_3 - 13.7$ $R^2 = 0.33$

Под интенсивностью здесь понимается процент количества ГМС с

положительной аномалией давления (параметр  $I_3$ ),  $R^2$  – квадрат коэффициента корреляции.

Наиболее сильные связи, как видно из таблицы, имеют место на юге как Восточной, так и Западной Сибири. По месяцам, после сентября и октября, соответствующих начальному периоду формирования антициклона, абсолютные значения коэффициентов корреляции находятся в диапазоне 0,6-0,8.

На рисунке 3.1 представлена динамика интенсивности САЦ, усредненная за декабрь-март. Тренд, оцененный уравнением линейной регрессии, показывает уменьшение интенсивности САЦ на 10% за период с 1970-2006 гг. С другой стороны, коэффициент корреляции между площадью САЦ и формой циркуляции  $E$  равен 0.54, а с формой циркуляции  $W$  равен -0.42. Таким образом, уменьшение интенсивности (площади) САЦ можно объяснить усилением западного переноса и ослаблением меридиональной циркуляции формы  $E$ .

Такие изменения в циркуляции атмосферы должны, естественно, привести к повышению температуры. Действительно, на рисунке 3.2 четко видна линейная регрессия между интенсивностью САЦ и средней температурой в период декабрь-март. Более ярко эта связь проявляется на юге Сибири ( $R^2 = 0.54$ ), чем на севере ( $R^2=0.22$ ). Рисунок 3.3 иллюстрирует связь трендов интенсивности САЦ и температуры по югу Сибири за период декабрь-март.

### **3.4. Переход к равномерной системе координат**

В сферической системе координат (широта, долгота) единичная площадка изменяет свою площадь с широтой. Это изменение можно учесть с помощью поправочных коэффициентов либо путем перехода в равномерную систему координат. Один градус широты с достаточной для наших целей точностью можно принять равным 111 км.

В качестве первой координаты возьмем широту  $\varphi$ , которая отсчитывается от

экватора в положительном направлении в северном полушарии в пределах от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ .

В качестве второй координаты возьмем широту, которую будем называть полярной широтой, в отличие от обычной экваториальной широты. Для этого рассечем земной шар плоскостью, проходящей через ось вращения Земли и меридиан, проходящий через Гринвич. Будем отсчитывать полярную широту от этой плоскости в положительном направлении для точек, лежащих в диапазоне от  $0^\circ$  до  $180^\circ$  в.д. и в отрицательном – от  $0^\circ$  до  $-180^\circ$  в.д.

Введенная таким образом система координат имеет площадки  $1 \times 1^\circ$  равной площади, что, иногда, удобно. Недостаток в том, что работать можно только на одной полусфере из-за существования двух точек с равными полярными и экваториальными широтами. Переход от сферической системы координат к системе координат полярная – экваториальная широта осуществляется по формуле

$$\eta = \arcsin(\cos(\varphi) * \sin(\lambda)),$$

где  $\eta$  - полярная широта точки;

$\varphi$  - обычная (экваториальная) широта точки;

$\lambda$  - долгота точки;

Для удобства работы сделаем линейное преобразование:

$$\varphi' = 10 * \varphi - \varphi_0 \text{ [град*10] } ;$$

$$\eta' = 10 * \eta - \eta_0 \text{ [град*10] } .$$

В системе координат  $\eta' - \varphi'$  вся сеть станций укладывается в квадрат размером  $877 \times 428$  (град\*10).

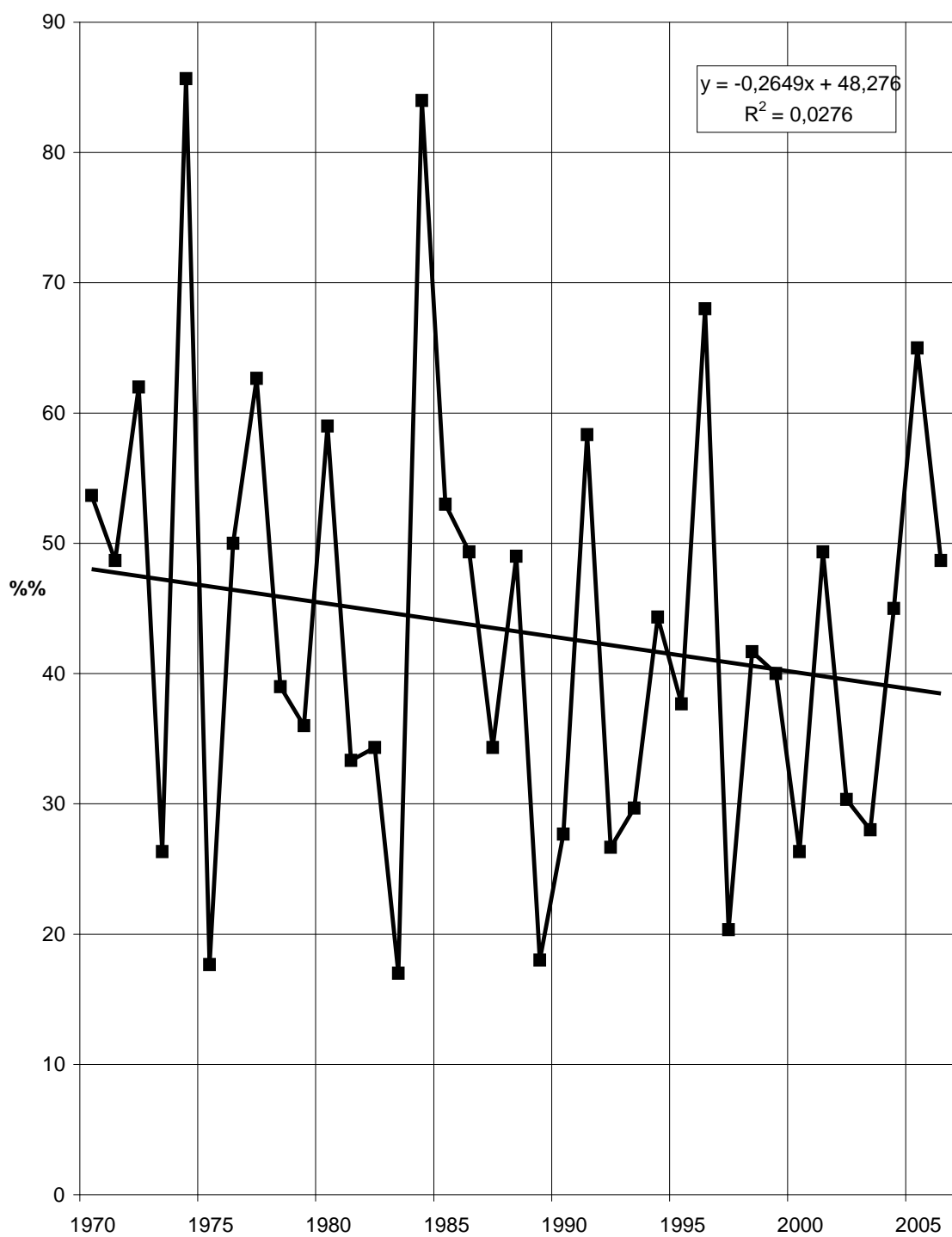


Рис. 3.1. Процент средней за декабрь-март площади Сибирского антициклона

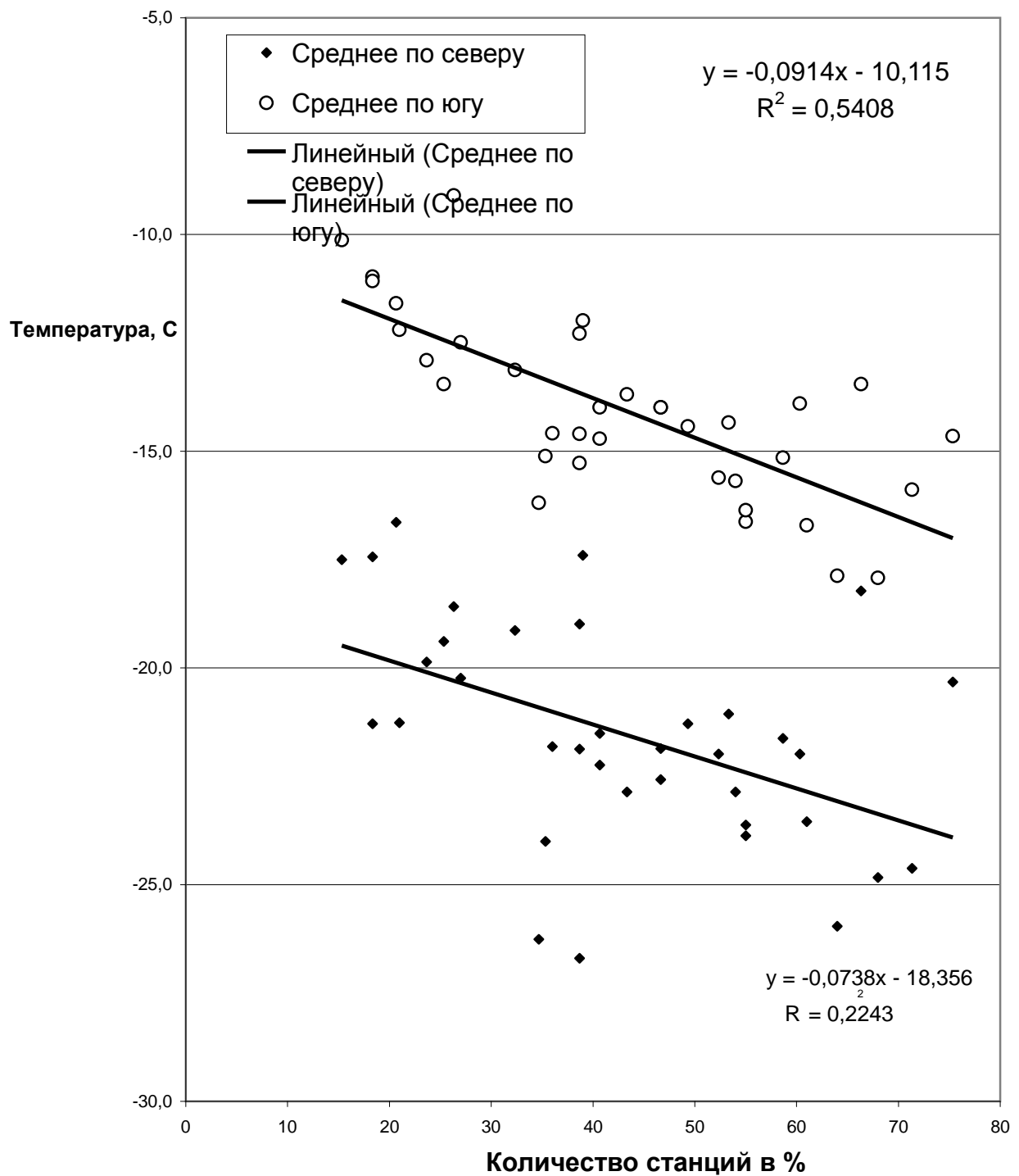


Рис. 3.2. Зависимость изменения температуры от интенсивности Сибирского антициклона



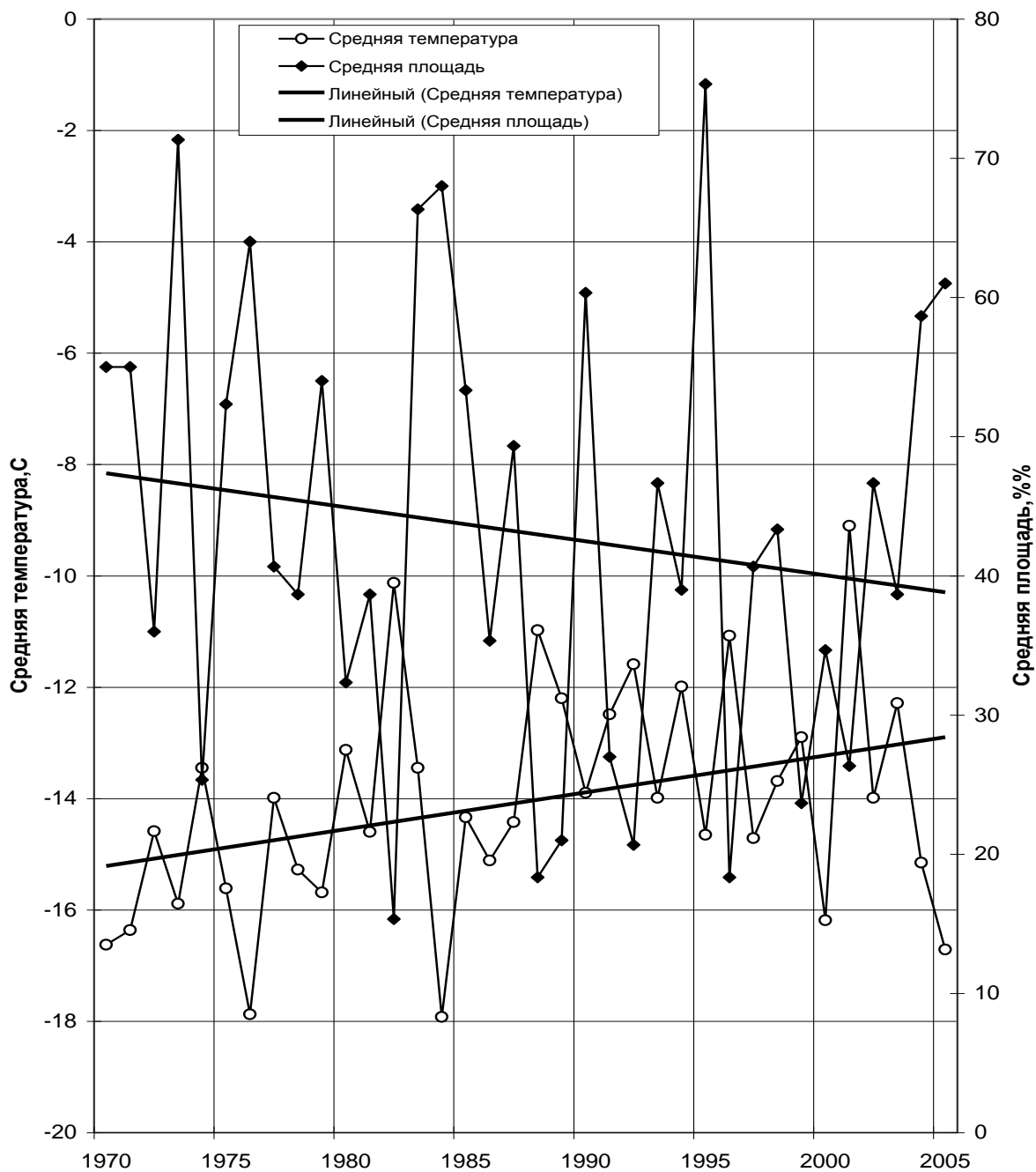


Рис. 3.3. Связь между трендами интенсивности СА и температуры воздуха по югу Сибири за период декабрь-март

### 3.5. 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 и достижения 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

$$P = L(x, y, z), \quad (3.4)$$

аргументы которой  $x, y, z$  — координаты точки из области определения этого поля. Функция (3.4) может быть найдена для каждого конкретного поля путем полиномиальной или еще какой-нибудь другой аппроксимации. Ввиду того, что

поле давления является наиболее гладким из всех метеорологических полей, можно для его описания ограничиться полиномиальной аппроксимацией. Исследуя с помощью (3.4) 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

$$P = L(x, y, z) + \varphi(a(t)), \quad (3.5)$$

где вектор  $a$  - представляет собой набор физических параметров, которые также могут зависеть от времени  $t$ . Здесь  $t$  - отсчитывается от нуля 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

$$P(t + \Delta t) = L(x, y, z) + \varphi(a(t)), \quad (3.6)$$

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 (3.4)-(3.6) 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. Для решения некоторых частных

задач исследования барического поля можно воспользоваться схемой (3.5). 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

$$p_i = \alpha x_i + \beta y_i + \gamma z_i + k_0 + k_1 a_i^1 + \dots + k_m a_i^m, \quad (i=1, \dots, N) \quad (3.7)$$

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 (3.7), 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 (3.7) 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

$$\begin{aligned} b_1 &= f_1(a^1, \dots, a^m) \\ b_2 &= f_2(a^1, \dots, a^m) \\ b_m &= f_m(a^1, \dots, a^m), \end{aligned} \quad (3.8)$$

где в левой части представлены новые параметры, которые в дальнейшем могут быть использованы в рамках линейной модели. Чтобы не усложнять описание, будем далее оперировать первоначальными обозначениями параметров, предполагая что преобразование типа (3.8) уже имело место.

Система нормальных уравнений (3.7) может быть представлена в матричном виде

$$Ak = p, \quad (3.9)$$

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. Этот функционал будет определять, в конечном итоге, вид аппроксимирующей функции

$$p = \alpha x + \beta y + \gamma z + F(a), \quad (3.10)$$

где  $P$  – центр антициклона, а  $F(a)$  – функция параметров, от которых зависит расположение антициклона. Согласно (3.10), 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 (3.10), 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 (3.4), 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 (3.10) и текущими данными. Для этого составим  $n$  соотношений для всех  $n$  точек, в которых осуществляются измерения

$$\begin{aligned} p^1 &= \alpha x^1 + \beta y^1 + \gamma z^1 + F_1 \\ p^2 &= \alpha x^2 + \beta y^2 + \gamma z^2 + F_2 \\ &\dots \\ p^n &= \alpha x^n + \beta y^n + \gamma z^n + F_n \end{aligned} \tag{3.11}.$$

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 (3.10) 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 (3.10) и вычисления (3.11), 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 (3.10) 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. 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.

### **3.6. Внешние предикторы**

Набор внешних предикторов определялся, исходя из цели исследования – возможности прогноза параметров Сибирского антициклона. Это означает, что предикторы должны быть вычисляемы на шаг прогноза, и они должны быть значимы в уравнениях регрессии. В качестве прогнозируемых параметров были взяты максимальные среднемесячные аномалии давления, приведенного к уровню моря, вычисленные по сетке 5x10 градусов в секторе 0-180 в.д. и 30-90 с.ш. [Jones, 1987; Basnett, Parker, 1997]. А также координаты центров трапеций, где достигались максимумы аномалий давления.

Анализ проводился с помощью изложенного выше алгоритма для месяцев с сентября по март и двух групп предикторов отдельно. В первую группу входили координаты планет в гелиоцентрической эклиптической декартовой и

Таблица 3.4

Набор внешних предикторов, предназначенных для прогноза интенсивности и положения Сибирского антициклона

№	Имя файла	Параметр	№	Имя файла	Параметр
<b>Координаты планет</b>			<b>Поле гравитации</b>		
1	sr1#glel.oom	R-гелиоц.-Меркур	61	d_x#glel.gpm	X-гелиоц. грав
2	sr2#glel.oom	R-гелиоц.Венера	62	d_y#glel.gpm	Y-гелиоц. грав
3	sr3#glel.oom	R-гелиоц.Земля	63	d_z#glel.gpm	Z-гелиоц. грав
4	sr4#glel.oom	R-гелиоц.Марс	64	s_r#glel.gpm	R-гелиоц. грав
5	sr5#glel.oom	R-гелиоц.Юпитер	65	s_l#glel.gpm	L-гелиоц. грав
6	sr6#glel.oom	R-гелиоц.Сатурн	66	s_b#glel.gpm	B-гелиоц. грав
7	sr7#glel.oom	R-гелиоц.Уран	67	d_x#goel.gpm	X-геоц. грав
8	sr8#glel.oom	R-гелиоц.Нептун	68	d_y#goel.gpm	Y-геоц. грав
9	sr9#glel.oom	R-гелиоц.Плутон	69	d_z#goel.gpm	Z-геоц. грав
10	sl1#glel.oom	L-Солнце-Меркур	70	s_r#goel.gpm	R-геоц. грав
11	sl2#glel.oom	L-гелиоц.Венера	71	s_l#goel.gpm	L-геоц. грав
12	sl3#glel.oom	L-гелиоц.Земля	72	s_b#goel.gpm	B-геоц. грав
13	sl4#glel.oom	L-гелиоц.Марс	<b>Смещение Солнца</b>		
14	sl5#glel.oom	L-гелиоц.Юпитер	81	d_x#glel.cmm	X-гелиоц. ЦМСС
15	sl6#glel.oom	L-гелиоц.Сатурн	82	d_y#glel.cmm	Y-гелиоц. ЦМСС
16	sl7#glel.oom	L-гелиоц.Уран	83	d_z#glel.cmm	Z-гелиоц. ЦМСС
17	sl8#glel.oom	L-гелиоц.Нептун	84	s_r#glel.cmm	R-гелиоц. ЦМСС
18	sl9#glel.oom	L-гелиоц.Плутон	85	s_l#glel.cmm	L-гелиоц. ЦМСС
19	sb1#glel.oom	B-Солнце-Меркур	86	s_b#glel.cmm	B-гелиоц. ЦМСС
20	sb2#glel.oom	B-гелиоц.Венера	<b>Импульс и момент импульса планет</b>		
21	sb3#glel.oom	B-гелиоц.Земля	91	d%r#glel.mvm	R- % импульс
22	sb4#glel.oom	B-гелиоц.Марс	92	d%x#glel.mvm	X- % импульс
23	sb5#glel.oom	B-гелиоц.Юпитер	93	d%y#glel.mvm	Y- % импульс
24	sb6#glel.oom	B-гелиоц.Сатурн	94	d%r#glel.rpm	R- % момент имп
25	sb7#glel.oom	B-гелиоц.Уран	95	d%x#glel.rpm	X- % момент имп
26	sb8#glel.oom	B-гелиоц.Нептун	96	d%y#glel.rpm	Y- % момент имп
27	sb9#glel.oom	B-гелиоц.Плутон	<b>Луна</b>		
28	dx1#glel.oom	X-гелиоц.Меркур	100	s_r#goev.lum	Расст Земля-Луна
29	dx2#glel.oom	X-гелиоц.Венера	101	s_l#goel.lum	долгота Луны экл
30	dx3#glel.oom	X-гелиоц.Земля	102	s_b#goev.lum	широта Луны эква
31	dx4#glel.oom	X-гелиоц.Марс	103	s_b#goel.lum	широта Луны экли
32	dx5#glel.oom	X-гелиоц.Юпитер	104	s_l#goev.lum	долгота Луны экв
33	dx6#glel.oom	X-гелиоц.Сатурн	<b>Аномалии диссимметрии</b>		
34	dx7#glel.oom	X-гелиоц.Уран	105	cmss_ecl.dsm	аном. диссимметри
35	dx8#glel.oom	X-гелиоц.Нептун			
36	dx9#glel.oom	X-гелиоц.Плутон			
37	dy1#glel.oom	Y-гелиоц.Меркур			
38	dy2#glel.oom	Y-гелиоц.Венера			
39	dy3#glel.oom	Y-гелиоц.Земля			
40	dy4#glel.oom	Y-гелиоц.Марс			
41	dy5#glel.oom	Y-гелиоц.Юпитер			



42	dy6#glel.oom	Y-гелиоц. Сатурн
43	dy7#glel.oom	Y-гелиоц. Уран
44	dy8#glel.oom	Y-гелиоц. Нептун
45	dy9#glel.oom	Y-гелиоц. Плутон
46	dz1#glel.oom	Z-гелиоц. Меркур
47	dz2#glel.oom	Z-гелиоц. Венера
48	dz3#glel.oom	Z-гелиоц. Земля
49	dz4#glel.oom	Z-гелиоц. Марс
50	dz5#glel.oom	Z-гелиоц. Юпитер
51	dz6#glel.oom	Z-гелиоц. Сатурн
52	dz7#glel.oom	Z-гелиоц. Уран
53	dz8#glel.oom	Z-гелиоц. Нептун
54	dz9#glel.oom	Z-гелиоц. Плутон

сферической системах координат (54 предиктора). Во вторую группу – все остальные, представленные в таблице 3.4.

Индивидуальные координаты планет в целом оказались менее значимыми предикторами, чем обобщённые предикторы:

- суммарный вектор гравитации в гелиоцентрической и геоцентрической эклиптической системах координат (декартовой и сферической);
- 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 системе координат;
- Луна в эклиптической и экваториальной сферической системах координат;
- аномалии диссимметрии в гелиоцентрической эклиптической системе координат [Коваленко, 1990].

### 3.7. Эксперименты

Предварительные эксперименты связаны с попыткой установить функциональную зависимость между расположением центра антициклона, его интенсивностью и внешними параметрами. На рисунках (3.4)-(3.6) изображены кривые поведения оценок среднего риска (скользящий контроль) в зависимости

от числа влияющих параметров для трех зимних месяцев (декабрь-февраль). Для сравнения на тех же рисунках приведены кривые поведения средней квадратичной ошибки, вычисленной по всей выборке. Такие кривые всегда располагаются ниже на графике и всегда монотонно убывают вместе с увеличением размерности пространства. Кривая же ошибок скользящего контроля, как правило, имеет один минимум, который и должен определять оптимальную размерность пространства. На первом рисунке, который соответствует декабрю, минимум оценки среднего риска соответствует группе информативных из пяти параметров, на втором (январь) – из десяти, и на третьем рисунке (февраль) – из восьми. В среднем число информативных колеблется около 6 и, как правило, не превосходит 10-12 единиц. В данном случае, на втором рисунке, кривая скользящего контроля, убывающая монотонно, начинает свой рост сразу же после включения десятого параметра. Однако, ввиду ограничений по широте абсцисс, на рисунке этот рост не изображен.

Предварительный анализ показал, что 5 предикторов – это нижняя граница для составления уравнения регрессии. В таблицах 3.5-3.8 для каждого месяца представлены по 5 первых предикторов, отобранных указанным алгоритмом. Здесь же приводятся данные о качестве регрессии: среднее из 10 лет смещение регрессии; средний модуль смещения; среднеквадратическое отклонение регрессии; критерий Q (отношение остаточной дисперсии к дисперсии исходного ряда); критерий 0,67 сигма; коэффициент множественной регрессии. Регрессия считалась для 4 параметров Сибирского антициклона: Максимальная аномалия давления, максимальное давление, широта и долгота максимальной аномалии давления.

Анализ таблиц приводит к следующим выводам:

1. Коэффициенты множественной регрессии в среднем небольшие и составляют 0.4-0.5, то есть статистически незначимы на 5% уровне.
2. По остальным критериям несколько лучше прогнозируется широта, чем долгота антициклона.

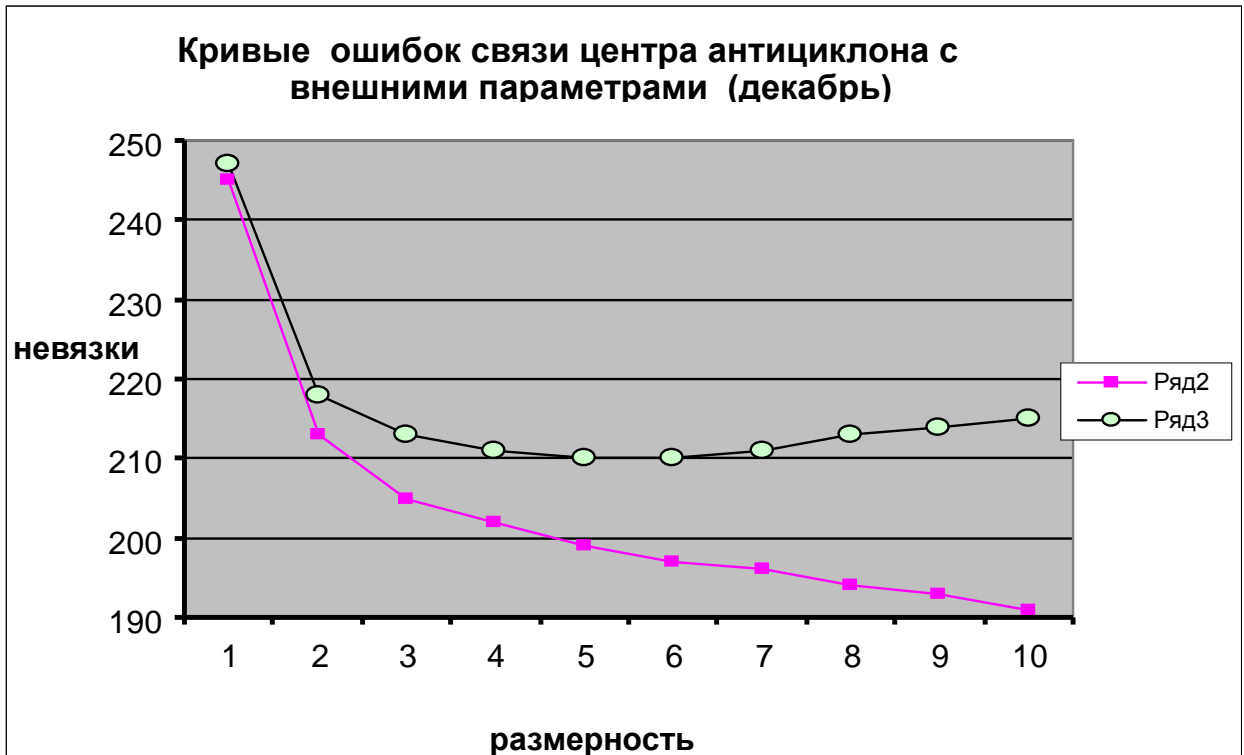


Рис. 3.4. Ошибки аппроксимации центра антициклона и его интенсивности для ДЕКАБРЯ месяца. Нижняя кривая: СКО ошибок для соответствующих размерностей; верхняя – ошибки скользящего контроля

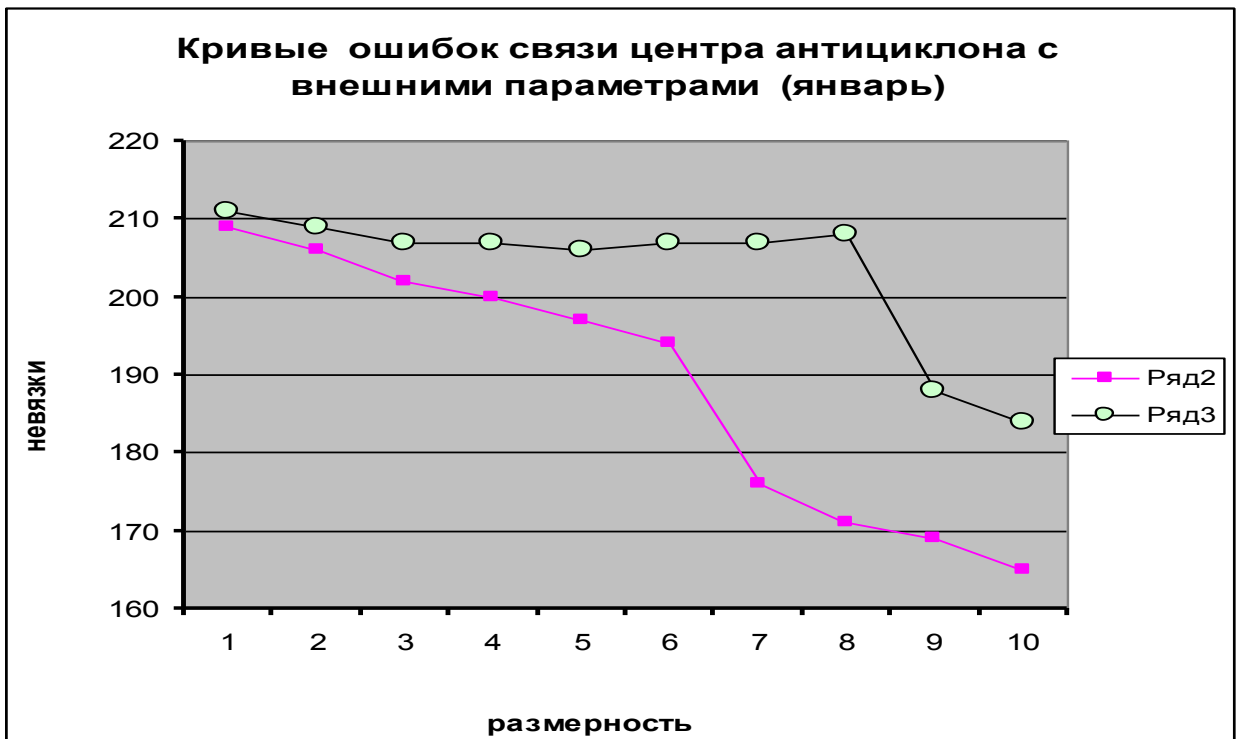


Рис. 3.5. Ошибки аппроксимации центра антициклона и его интенсивности для ЯНВАРЯ месяца. Нижняя кривая: СКО ошибок для соответствующих размерностей; верхняя – ошибки скользящего контроля.

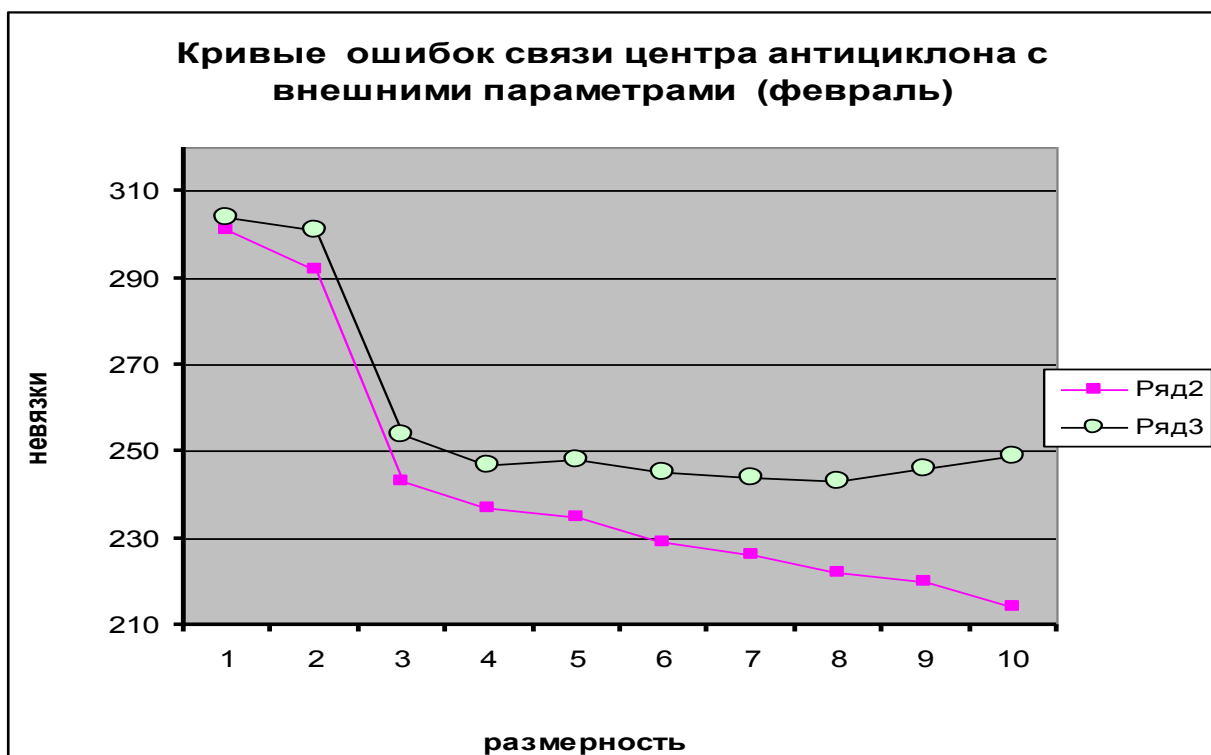


Рис. 3.6. Ошибки аппроксимации центра антициклона и его интенсивности для ФЕВРАЛЯ месяца. Нижняя кривая: СКО ошибок для соответствующих размерностей; верхняя – ошибки скользящего контроля.

3. По критерию  $Q$  максимальная аномалия давления прогнозируется более успешно, чем максимальное давление. Особенно успешны прогнозы февраля, октября, ноября и марта.
4. Параметры движения Луны, импульс и момент импульса планет являются наиболее значимыми внешними предикторами в прогнозе максимальной аномалии давления и максимального давления.
5. Следовательно, имеет смысл строить полигармоническую высокочастотную модель температуры приземного воздуха холодного периода года с удаленным низкочастотным трендом, который хорошо модулируется аномалиями угловой скорости Земли.

Таблица 3.5

<b>Аномалии давления</b>							
<b>(100*гПа)</b>							
<b>Статистика</b>	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
а – смещение	41	97,4	97,3	47,6	121,2	18,1	91,2
/a/	272,2	216,7	237,8	374,1	285,5	193	282,5
Ско	301,2	289,4	360,8	480,3	440,2	218	324,1
Q	1,35	0,63	0,89	1,42	1,02	0,28	0,96
0.67сигма	20	60	80	50	70	80	30
Среднее kmr	0,41	0,43	0,34	0,33	0,49	0,49	0,39

<b>Ранг предиктора</b>	<b>Номера ранжированных предикторов</b>						
	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
1	103	102	71	100	101	64	100
2	102	86	95	94	94	83	64
3	101	85	81	85	64	84	101
4	64	67	85	69	66	91	84
5	85	95	65	71	71	85	104

Таблица 3.6

<b>Давление</b>							
<b>(100*гПа)</b>							
<b>Статистика</b>	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
а – смещение	16,9	125,1	-12,6	155	179,8	38,8	-22,6
/a/	83,1	182,6	66,4	314,8	304,8	375,2	291,6
ско	94,6	267,7	88,6	479,6	392,9	469,4	349,1
Q	0,34	1,28	0,25	4,15	2,9	2,6	1,84
0.67сигма	80	70	80	50	50	20	30
среднее kmr	0,44	0,42	0,39	0,39	0,38	0,47	0,51

<b>Ранг предиктора</b>	<b>Номера ранжированных предикторов</b>						
	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
1	100	91	103	85	91	102	82
2	85	95	91	102	84	84	85
3	68	101	104	94	103	91	104
4	71	66	101	86	70	100	64
5	70	67	94	101	86	64	95

Таблица 3.7

<b>Широта максимальной аномалии давления (5*градус)</b>							
<b>Статистика</b>	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
а - смещение	2	1,5	1,4	-0,2	1,1	0,4	0,1
/а/	2,9	3,8	3,2	1,9	2,7	2,4	4,1
ско	3,8	4,7	3,7	2,3	3,3	3,1	4,6
Q	2,18	3,14	2,06	0,8	1,51	1,21	2,75
0.67сигма	50	30	30	60	50	50	20
среднее kmr	0,45	0,5	0,39	0,41	0,52	0,49	0,53
<b>Ранг предиктора</b>							
	<b>Номера ранжированных предикторов</b>						
	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
1	104	84	102	100	91	67	95
2	102	91	94	94	101	102	102
3	100	102	63	64	72	66	91
4	103	104	68	104	102	70	64
5	83	72	65	102	100	71	85

Таблица 3.8

<b>Долгота максимальной аномалии давления (10*градус)</b>							
<b>Статистика</b>	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
а - смещение	-1,2	5	-4,1	5,5	4,4	4	2,7
/а/	8,5	13,7	14	13,7	15,3	11,3	11,2
ско	10,9	15,8	16,7	17,1	17,3	14,3	14
Q	0,71	1,61	1,5	1,95	1,71	1,13	1,04
0.67сигма	50	40	40	20	30	40	50
среднее kmr	0,42	0,38	0,37	0,49	0,47	0,42	0,42
<b>Ранг предиктора</b>							
	<b>Номера ранжированных предикторов</b>						
	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
1	102	94	103	102	84	102	64
2	84	100	95	100	100	63	67
3	94	65	85	103	94	62	70
4	82	95	71	69	103	66	65
5	72	85	72	81	71	61	86

## Раздел 4

### АНАЛИЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫХ СВЯЗЕЙ

#### 4.1. Зависимость максимумов чисел Вольфа от кривизны и кручения траектории движения Солнца

Солнце, как самый массивный объект Солнечной системы, удерживает силой гравитации планеты на их орбитах. Но и планеты, то собираясь в узком секторе, то рассредоточиваясь по пространству, заставляют Солнце совершать орбитальное движение относительно центра инерции Солнечной системы (ЦИСС). Такое вынужденное движение Солнца под воздействием внешних сил вызывает различные аномалии в солнечной активности. Т. Landscheidt в работах [Landscheidt, 1988, 1999 и др.] наиболее полно и последовательно проанализировал эту связь. Он показал, что орбитальный угловой момент Солнца и его производные влияют на числа Вольфа и другие солнечные явления. В одной из своих последних работ [Landscheidt, 1999] автор указывает, что попятное (retrograde) движение Солнца с 178,8-летним периодом является точками синхронизации чисел Вольфа, и на этой основе даёт прогноз максимума очередного цикла в 2011,8 году с величиной максимума около  $W=100$  и последующих четырёх - пяти слабых циклов с максимумами менее  $W<80$ . В его работах по этой проблеме, как и в работах [Jose, 1965; Войчишин и др., 1974 и др.], анализ орбитального движения Солнца проводится в неподвижной относительно звёзд системе координат.

В работе [Zavalishin, 2009] был сделан переход в подвижную систему

координат с началом в центре масс Солнца и осями, определяемыми репером Френе (сопровождающим триэдром). Были найдены кручение и кривизна траектории движения центра масс Солнца относительно ЦИСС с шагом по времени в 1 год. Оказалось, что максимум чисел Вольфа, как правило, находится рядом с экстремумами или точками перегиба (перелома) в интеграле от кручения траектории движения Солнца.

Рассмотрим совместное воздействие кручения и кривизны на солнечную активность, измеряемую числами Вольфа.

### Движение Солнца в неподвижной системе координат

Центр инерции (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

$$\sum_{k=1}^n m_k \mathbf{R}_k = \mathbf{C} \quad (4.1)$$

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

Применим теперь (4.1) к Солнечной системе.

$$\sum_{k=0}^9 m_k \mathbf{R}_k = \mathbf{C} \quad (4.2)$$

где индекс «0» относится к Солнцу, а остальные – порядковые номера планет, включая Плутон. Под массой понимается масса планеты с её спутниками. Возникают две проблемы. Во-первых, Солнце, в отличие от планет, не может считаться материальной точкой, так как линейный размер и радиус кривизны траектории Солнца — величины одного порядка. И, во-вторых, Солнце нетвёрдое и неоднородное тело, а значит, его центр масс может перемещаться относительно своего геометрического центра.

Первую проблему можно формально обойти, если мысленно разделить



Солнце, скажем, на миллиард одинаковых по массе компактных частей и вставить их в уравнение (4.1). Линейные размеры этих частей будут, на 3 порядка меньше диаметра Солнца и кривизны его траектории, то есть модель материальной точки будет к ним применима. Тогда уравнение (4.2) примет вид

$$10^{-9} m_b \sum_1^{10^9} \mathbf{r}_j(t) + \sum_1^9 \mathbf{R}_0(t) m_k = \mathbf{C} \quad (4.3)$$

где  $\mathbf{r}_j$  - вектор от центра инерции до выделенной частицы Солнца. У Солнца, разделенного на множество небольших частей, также есть свой центр масс. Представим

$$\mathbf{r}_j = \mathbf{R}_0 + \mathbf{s}_j,$$

где  $\mathbf{R}_0$  – вектор от центра инерции Солнечной системы до центра масс Солнца,  $\mathbf{s}_j$  - вектора из центра масс Солнца до его частей.

Вставим  $\mathbf{r}_j$  в (4.3) и, учитывая, что сумма  $\mathbf{s}_j$  равна нулю, получим уравнение (4.2).

Вторая проблема сложнее: геометрический центр Солнца, как шара, может не совпадать с центром его масс за счёт смещения внешних оболочек относительно солнечного ядра. Если по Кеплеру фокус орбиты Земли находится в центре Солнца, то о каком центре идёт речь: о геометрическом или о центре масс? Надо помнить об этой проблеме при интерпретации результатов.

Перепишем теперь уравнение (4.2) в виде

$$\sum_1^9 \mathbf{R}_0(t) m_k = \mathbf{C} \quad (4.4)$$

Зная координаты планет и их массы со спутниками относительно массы Солнца, из уравнения (4.4) найдём вектор смещения центра масс Солнца относительно ЦИСС, который для краткости иногда будем называть «смещением Солнца».

На рисунке 4.1 приводится график модуля вектора  $\mathbf{R}_0(t)$  и угла между ним и перигеем 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.

Первопричиной нынешнего попятного движения Солнца явилось, как всегда, схождение тяжёлых планет в узком секторе в 1982-1983 гг. По нашему мнению [Завалишин, 2005], именно наложение попятного движения Солнца на перигелий орбиты Земли с достижением в этот период экстремальных значений модулем вектора смещения и явилось непосредственной причиной современного потепления.

### 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

$$\mathbf{\Omega} = \rho \mathbf{b} + \tau \mathbf{t} \quad , \quad (4.5)$$

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

$$\rho = \frac{|\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}|}{|\mathbf{R}^{[1]}|^3} \quad , \quad \tau = \frac{|\mathbf{R}^{[1]} \mathbf{R}^{[2]} \mathbf{R}^{[3]}|}{|\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}|^2} \quad (4.6)$$

Цифры в квадратных скобках обозначают номер производной по параметру  $u$ .

Будем также считать, что для всех точек кривой  $\mathbf{R}(u)$  выполняются условия

$$(\mathbf{R}^{[1]} \times \mathbf{R}^{[2]}) \neq \mathbf{0} \quad (4.7)$$

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

$$\mathbf{R}(u_k), \quad (k=1, \dots, n). \quad (4.8)$$

$$u_1 < u_2 < \dots < u_n \quad (4.9)$$

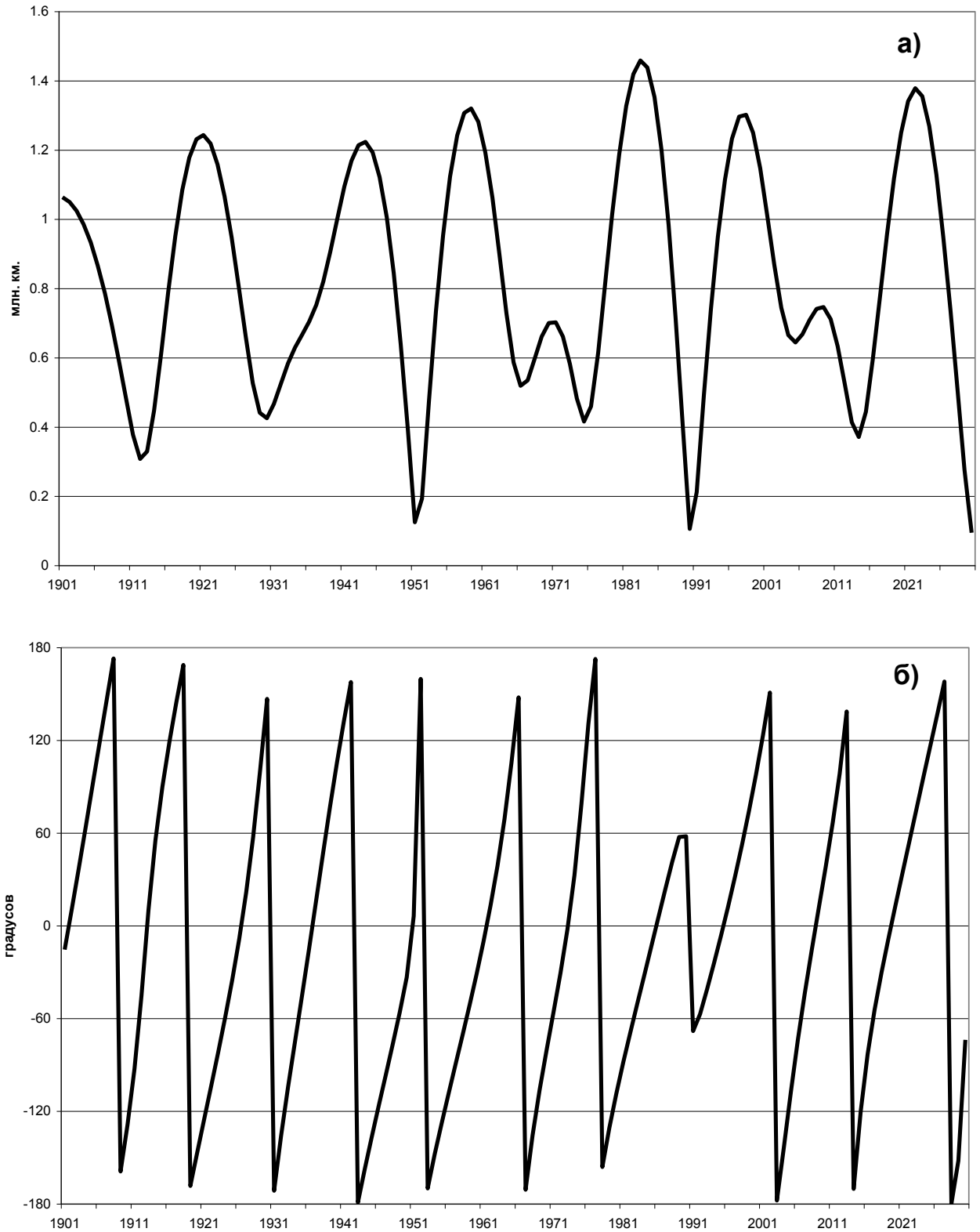


Рис. 4.1. Вектор смещения центра масс Солнца от центра инерции Солнечной системы в неподвижной системе координат:  
 а) - модуль вектора;  
 б) - угол между вектором и направлением на перигелий Земли.

Займемся теперь нахождением кривизны и кручения кривой  $\mathbf{R}(u)$  в точках  $u=u_k$  на основе (4.6)-(4.9). Для достаточно гладких функций можно разложить вектор  $\mathbf{R}(u)$  в ряд Тейлора в окрестности некоторой точки  $u_k$  с точностью до членов порядка  $(u - u_k)^5$ .

$$\mathbf{R}(u) \approx \mathbf{R}(u_k) + \sum_{h=1}^{h=4} \mathbf{R}^{[h]}(u-u_k)^h / h! \quad (4.10)$$

В уравнении (4.10) 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:

$$\mathbf{R}(u_{k+j}) - \mathbf{R}(u_k) = \sum_{h=1}^{h=4} \mathbf{R}^{[h]}(u_{k+j}-u_k)^h / h! \quad (j=-2,-1,1,2) \quad (4.11)$$

Для удобства введем обозначения  $b_j = u_{k+j} - u_k$  и выпишем систему (4.11) в матричной форме

$$\begin{pmatrix} \mathbf{R}(u_{k-2}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k-1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+2}) - \mathbf{R}(u_k) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_2 & b_2^2/2 & b_2^3/3 & b_2^4/4 \\ b_1 & b_1^2/2 & b_1^3/3 & b_1^4/4 \\ b_1 & b_1^2/2 & b_1^3/3 & b_1^4/4 \\ b_2 & b_2^2/2 & b_2^3/3 & b_2^4/4 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{R}^{[1]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[2]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[3]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[4]}(u_k) \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

Обозначим через  $\mathbf{A}$  матрицу системы (4.12). Тогда детерминант системы сводится к определителю Вандермонда и равен

$$D_k = \det(\mathbf{A}) = \frac{b_2 b_1 b_1 b_2}{2!3!4!} (b_1 - b_2)(b_1 - b_2)(b_2 - b_2)(b_1 - b_1)(b_2 - b_1)(b_2 - b_1) \quad (4.13)$$

Из условия (4.9) и определения  $b_j$  следует, что  $b_2 < b_1 < 0 < b_1 < b_2$  и поэтому детерминант (4.13)  $D_k \neq 0$  для всех  $k=3, \dots, n-2$  и, следовательно, существует единственное решение системы (12), которое имеет следующий вид:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{R}^{[1]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[2]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[3]}(u_k) \\ \mathbf{R}^{[4]}(u_k) \end{pmatrix} = \mathbf{A}^{-1} \begin{pmatrix} \mathbf{R}(u_{k-2}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k-1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+1}) - \mathbf{R}(u_k) \\ \mathbf{R}(u_{k+2}) - \mathbf{R}(u_k) \end{pmatrix} \quad (4.14)$$

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

$$\begin{aligned}
\mathbf{A} &= \begin{pmatrix} -2\Delta & 2\Delta^2 & -4\Delta^3 & 2\Delta^3 \\ -\Delta & \Delta^2 & -\Delta^6 & \Delta^2 \\ \Delta & \Delta^2 & \Delta^6 & \Delta^2 \\ 2\Delta & 2\Delta^2 & 4\Delta^3 & 2\Delta^3 \end{pmatrix} \\
\Delta^7 \mathbf{A}^{-1} &= \begin{pmatrix} \Delta^1 & 2-2\Delta^3 & 2\Delta^3 & -\Delta^1 \\ -\Delta^1 & 2\Delta^3 & 4\Delta^3 & -\Delta^1 \\ -\Delta^2 & \Delta & -\Delta & \Delta^2 \\ \Delta & -4\Delta & -4\Delta & \Delta \end{pmatrix} \quad (4.15)
\end{aligned}$$

Формула (4.14) с матрицей (4.15) даёт оценку первых четырёх производных вектора  $\mathbf{R}$  в точке  $u_k$  для равноотстоящих значений параметра  $u$  по значениям вектора в пяти точках:  $\mathbf{R}(u_{k-2}), \mathbf{R}(u_{k-1}), \mathbf{R}(u_k), \mathbf{R}(u_{k+1}), \mathbf{R}(u_{k+2})$ .

Зная первые три производные, находим кривизну и кручение траектории по формуле (4.6).

#### Движение Солнца в подвижной системе координат.

Зная координаты планет в различные моменты времени  $u_1, \dots, u_n$  по формуле (4.4) получим оценку координат траектории движения Солнца  $\mathbf{R}_0(u_k)$ . По (4.6) вычислим кривизну и кручение траектории, учитывая, что условия применения этой формулы (4.7) и (4.9) выполняются. Заметим, что возможен и обратный переход: зная кривизну, кручение и значение  $\mathbf{R}_0$  в одной точке, можно 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. В цитированных и других работах исследовали связь радиуса кривизны,- параметр, обратный к кривизне,- с солнечной активностью. Кручение - это более сложная функция: видны два типа экстремумов, модуль кручения которых больше или меньше  $2 \text{ (млн.км.)}^{-1}$ . Параметры вектора Дарбу характеризуют разные силы, воздействующие на Солнце: кривизна отражает центростремительные силы, а кручение характеризует гироскопические силы, которые выводят вращающееся вокруг своей оси тело из плоскости его орбитального вращения.

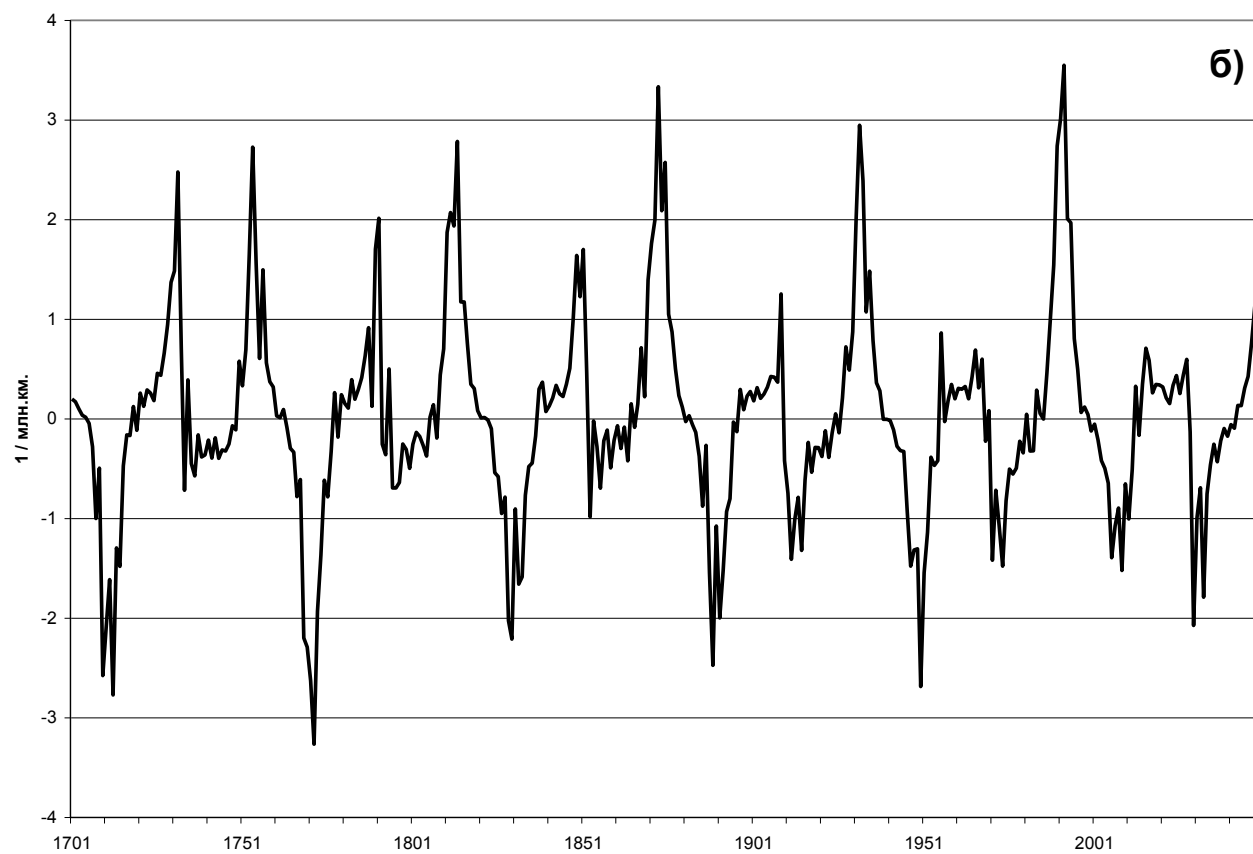
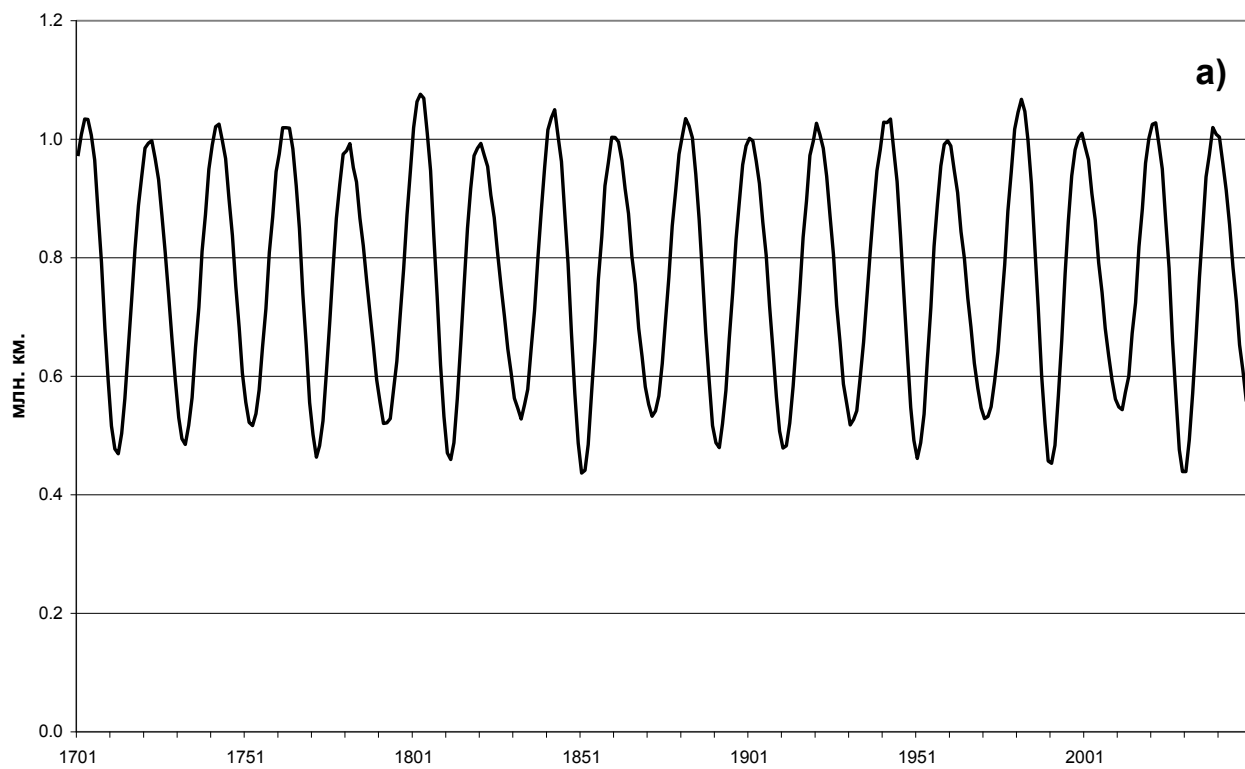


Рис. 4.2. Параметры движения центра масс Солнца в подвижной системе координат: а) - радиус кривизны траектории; б) - кручение траектории.

## Анализ зависимости солнечной активности от параметров вектора Дарбу

Рассмотрим теперь связь максимумов чисел Вольфа с кривизной и кручением. Среднегодовые числа Вольфа взяты из [ftp.ngdc.noa.gov/STP/SOLAR\\_DATA/SUNSPOT\\_NUMBERS/YEARLY](ftp.ngdc.noa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/YEARLY)

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. 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.

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.



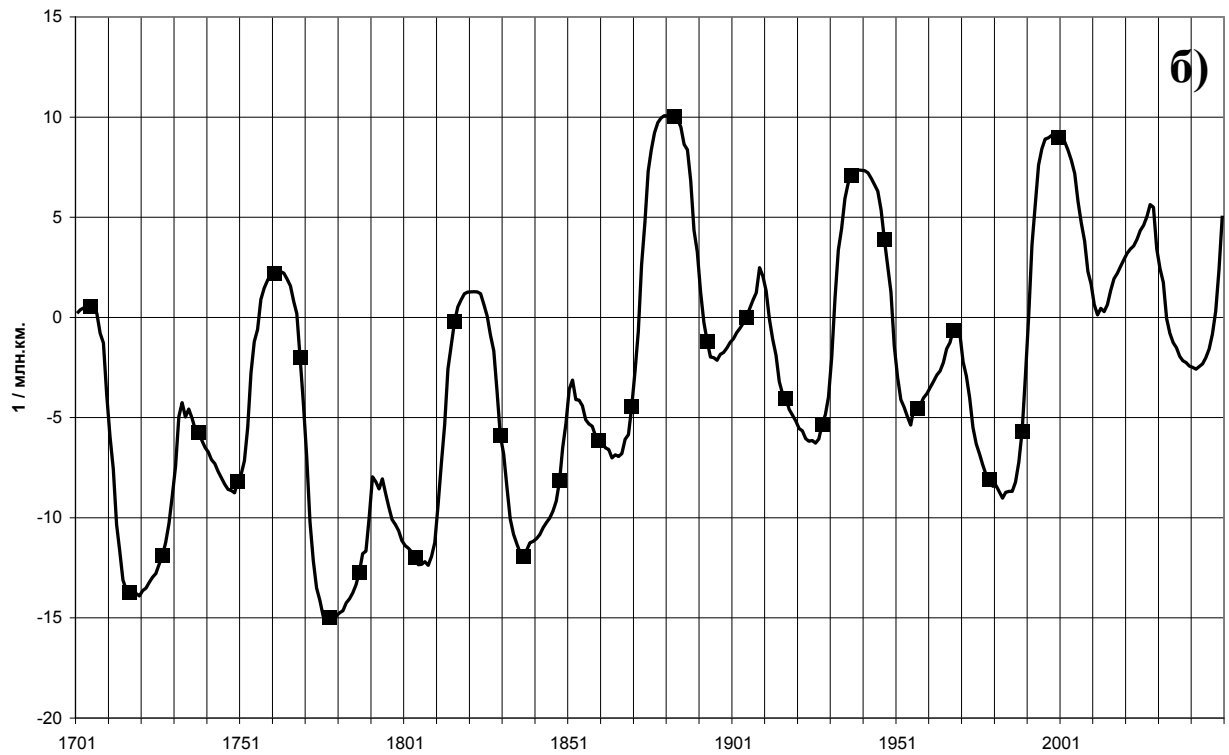
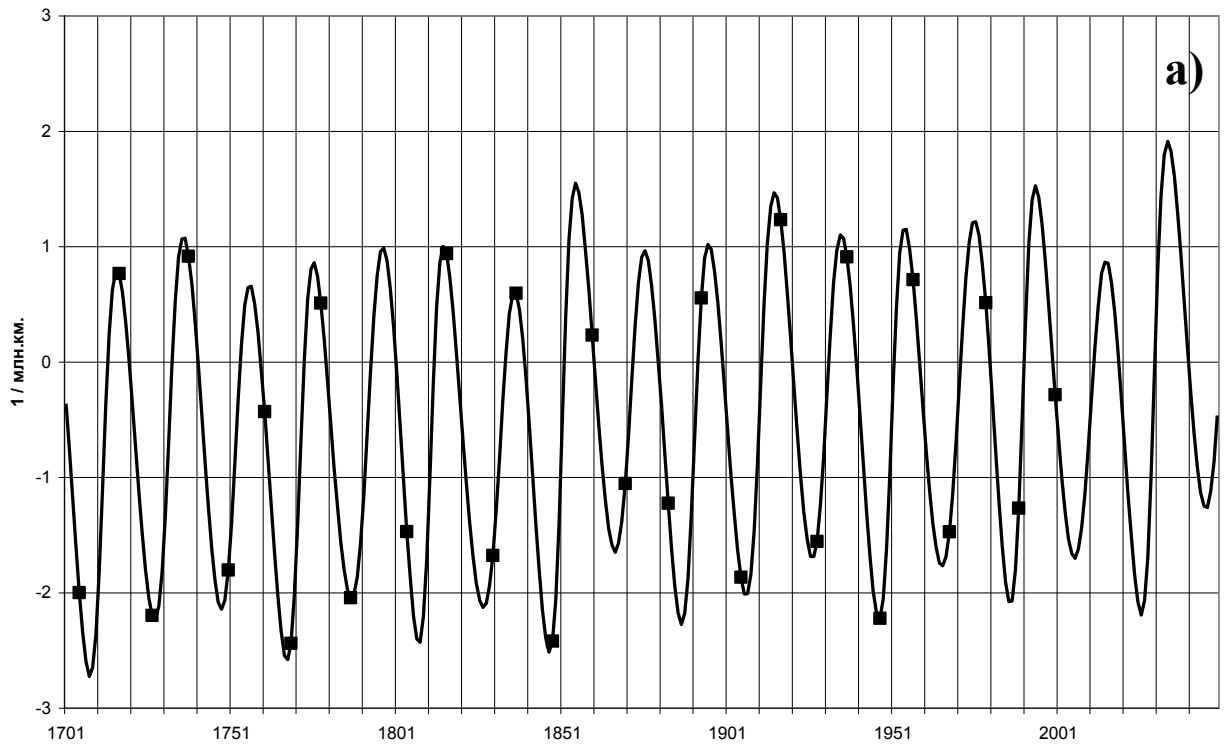


Рис. 4.3. Суммы аномалий кривизны (а) и кручения (б) траектории Солнца с годами максимумов чисел Вольфа (квадратики).

Таблица 4.1

Зависимость максимумов чисел Вольфа от экстремумов сумм аномалий кривизны и кручения траектории движения Солнца

№ 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.

## 4.2. Оценка влияния смещения Солнца от центра инерции на температуру атмосферы

Радиационный баланс Земли определяется тремя факторами: TSI - интегральным потоком солнечной радиации на границе атмосферы Земли;  $\lambda$  - общим альбедо Земли; уходящей от Земли длинноволновой радиацией (УДР). Так как TSI меняется незначительно и практически весь сосредоточен в коротковолновой части солнечного спектра, то произведение  $\lambda \cdot \text{TSI}$  отражает уходящую коротковолновую радиацию Земли (УКР). В докладе [Головки, 2006] приводятся графики уходящей радиации Земли для тропиков с шагом в 1 год. На фактических данных 1984-2003 гг. показано уменьшение УКР и увеличение в меньшей степени УДР с балансом трендов  $+1,7 \text{ Вт/м}^2$  за десятилетие. В чем же причина такого дисбаланса, который, очевидно, и обеспечил современное потепление?

Если причина в антропогенном факторе, то УДР должна, по крайней мере, не увеличиваться. Но данные инструментальных наблюдений противоречат этому предположению. И почему 20 лет уменьшалось, а потом вдруг стало увеличиваться альбедо Земли? Тоже антропогенный фактор?!

Есть и другое объяснение. Во-первых, увеличение УДР вызвано уменьшением УКР. Во-вторых, изменение альбедо происходило и происходит из-за природных факторов: как земных, так и космических.

Рассмотрим космические. Механизмы изменения прозрачности атмосферы под воздействием солнечной радиации могут быть различными: химический состав верхних слоёв атмосферы, концентрация озона, балл облачности и др. Альбедо зависит от этих и других факторов, и зависимость эта является, скорее всего, не только многофакторной, но нелинейной и нестационарной. Пока неизвестно, какова эта зависимость в целом, известна лишь зависимость альбедо от отдельных факторов. Если нет возможности напрямую оценить связь альбедо Земли с космическими факторами, то попытаемся получить косвенную оценку.

Влияние солнечной активности на оптические свойства атмосферы

отразится и в приземной температуре воздуха. Имеется ряд инструментальных измерений альбедо, полученных как со спутников, так и с Земли по отраженному свету от Луны [Goode, Palle, 2007]. Общее альбедо Земли в целом уменьшалось с 1985 года до 2003 и затем стало увеличиваться. Следом изменилась температура поверхностных слоёв Мирового океана: от максимальной аномалии  $+0,7$  °С, достигнутой в 2004 году она опустилась до аномалии  $+0,2$  °С в 2007 году [Бирман, Бережная, 2008]. За гидросферой реагирует и приземная атмосфера.

В работе [Виноградова и др., 1999] показано, что среднемесячные приземные температуры воздуха в северной и южной части Сибири слабо связаны в статистическом смысле. Спектр мощности северной части региона смещён в сторону короткопериодных колебаний по отношению к южной части, где, кроме того, наблюдаются более значительные аномалии температур. По этой причине будем анализировать изменчивость температуры южной части Западной Сибири, представленной следующими метеостанциями: Барнаул, Томск, Новосибирск, Барабинск, Омск. Наиболее ярко потепление проявилось, как видно из рисунка 4.4, в холодный период: средняя аномалия за месяц составила  $+2,1$  °С в сравнении с  $+0,5$  °С в тёплый период. Следовательно, проблема потепления в Сибири – это, прежде всего, проблема потепления зимних месяцев.

В [Завалишин, 2005] показано, что смещение Солнца от центра инерции Солнечной системы (далее «смещение Солнца») имеет тесную статистическую связь с суммами аномалий январской температуры воздуха по югу Западной Сибири. На рисунке 4.5 воспроизводится график из статьи, дополненный данными до 2008 года и прогнозом до 2050 года. Алгоритм расчета графиков следующий. Для каждого года за период 1901-2008 гг. вычислялись средние значения из 5 рядов январских температур воздуха по указанным метеостанциям Омск, Барабинск, Новосибирск, Томск, Барнаул. Полученный ряд преобразовывался в накопленную сумму аномалий, («норма» - среднее за 1901-1985 гг.). Второй ряд на графике, пропорциональный накопленным суммам ординат смещения Солнца (направление оси ординат на 2 десятка градусов меньше долготы Земли на середину января).

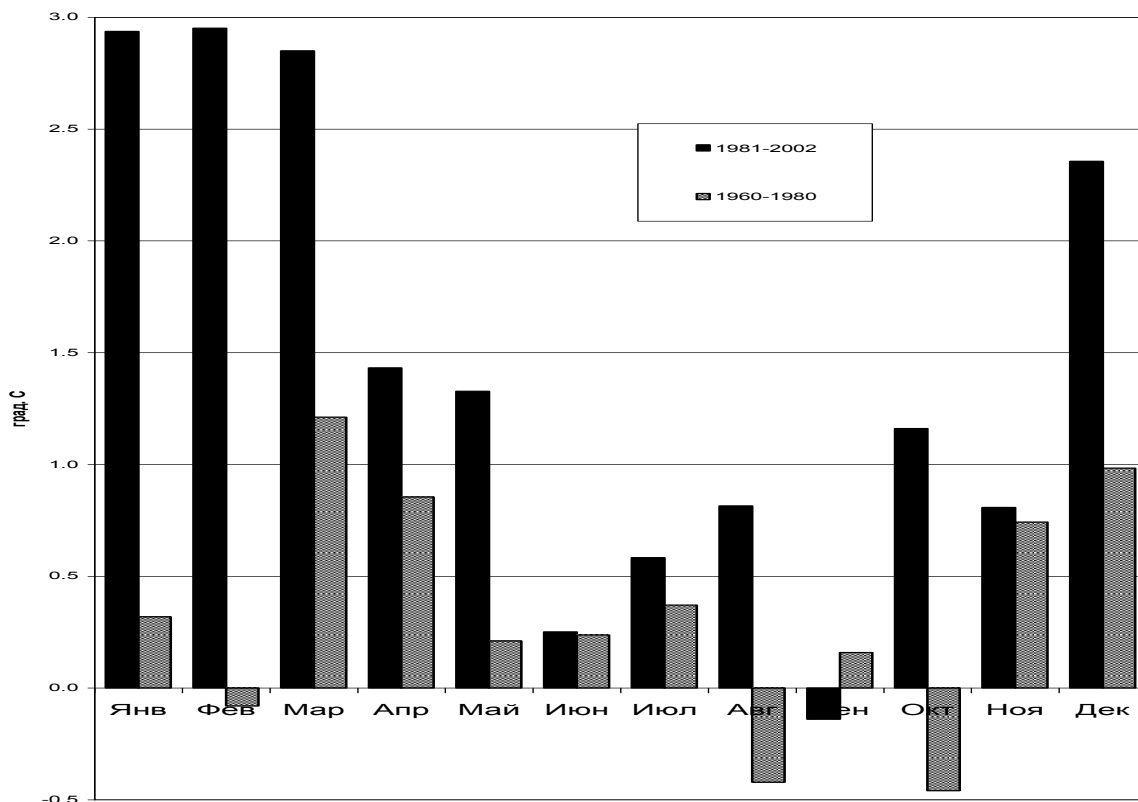


Рис. 4.4. Среднемесячные аномалии температур приземного воздуха по югу Западной Сибири, усредненные за периоды 1960-1980 и 1981-2002 г.г. «Норма» – среднее за 1901-1980 г.г.

Рассматриваемые процессы имеют сходные черты: синхронный подъем графиков, точка перегиба в 1990 году, близкие локальные экстремумы. Однако есть и различия. Расхождения, особенно подъём температуры в 2001-2005 гг., можно объяснить для Западной Сибири задержкой на несколько лет отклика от гидросферы на изменчивость солнечной радиации, а также тем очевидным фактом, что смещение Солнца - не единственный параметр, определяющий изменчивость температуры нижней атмосферы.

Продолжение графика на рисунке 4.5 дает перспективную оценку изменений зимней температуры воздуха для юга Западной Сибири: в 2012-2017 гг. ожидается похолодание; после небольшого потепления в 2018-2023 гг. виден переход к длительному периоду с отрицательными аномалиями температур приземного воздуха.

На рисунке 4.5 представлено само смещение Солнца в проекции на эклиптику.

Выявленная статистическая связь смещения Солнца с январской температурой воздуха даёт нам основание проверить эту связь и по остальным месяцам года. Для каждого года  $k$  и месяца  $m$  вычислялись на начало данного месяца вектор смещения Солнца  $S_k(m)$  и вектор  $R_k(m)$ , задаваемый направлением ЦМСС-Земля. После чего вычислялись 12 уравнений регрессии по формуле

$$T_k(m) \sim C_1 \sin(S_k(m), R_k(m)) + C_2 \cos(S_k(m), R_k(m)) + C_0,$$

где  $T_k(m)$  – среднемесячная температура воздуха. Полученный вектор регрессии  $(C_1, C_2)$  нормировался на единичную длину и отображался на рисунке 4.6, где направляющий орт единичной длины  $e_1$  задаётся направлением ЦМСС-Земля, а единичный орт  $e_2$  - перпендикуляр к нему.

Из рисунка видно, что факт группировки векторов в одной полуплоскости подтверждает существование статистической связи смещения Солнца со среднемесячной температурой воздуха, за исключением, быть может, марта и сентября месяцев. Полученный результат имеет прогностическое значение и его целесообразно иметь в виду при подборе годов-аналогов в методе аналогов.

Статистическая связь между смещением Солнца и температурой приземного воздуха проявляется не только во временном, но и в пространственном аспекте [Завалишин, Виноградова, 1990]. Эти факты позволяют предположить, что существует следующая причинно-следственная цепочка: движение планет – смещение Солнца – изменение солнечной активности – изменение альбедо Земли – изменение температуры атмосферы. По первым звеньям этой цепочки важные результаты получены Т.Landscheidt, Р. Jose, К.Я.Кондратьевым, А.А.Дмитриевым, И.П.Дружининым, Л.И. Мирошниченко, Б.И.Сазоновым, К.С.Войчишиным и другими.

Полученный результат ещё раз подтверждает тот факт, что смещение Солнца от центра инерции Солнечной системы это важнейший параметр, который влияет на солнечную активность и, далее по цепочке, на приземную температуру воздуха.

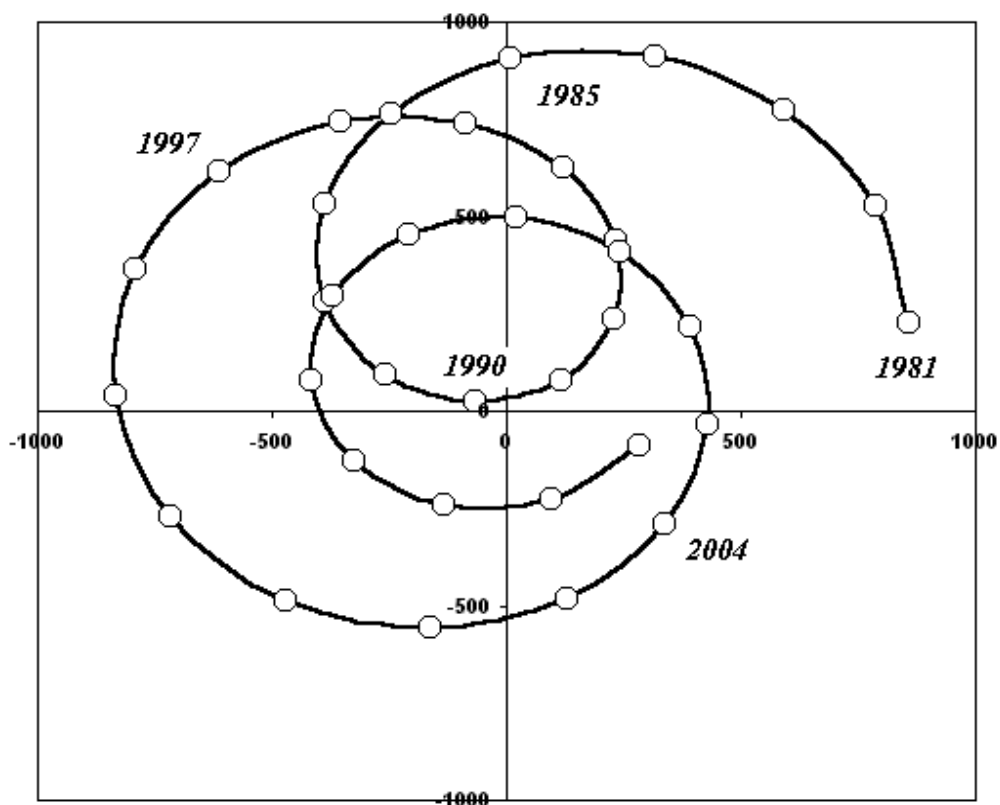
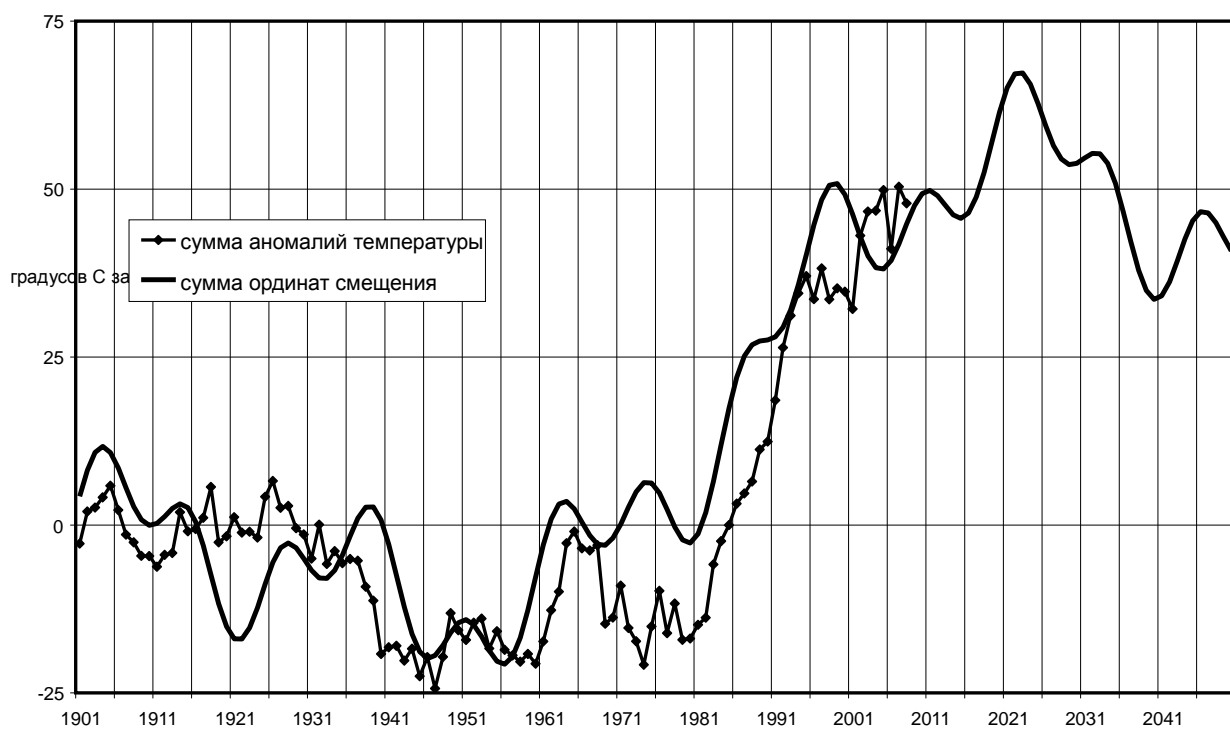


Рис. 4.5. Верхний: Сумма аномалий январской приземной температуры воздуха по югу Западной Сибири и её оценка суммами ординат вектора смещения Солнца.  
 Нижний: Смещение Солнца на 1 января 1981, ..., 2015 гг.

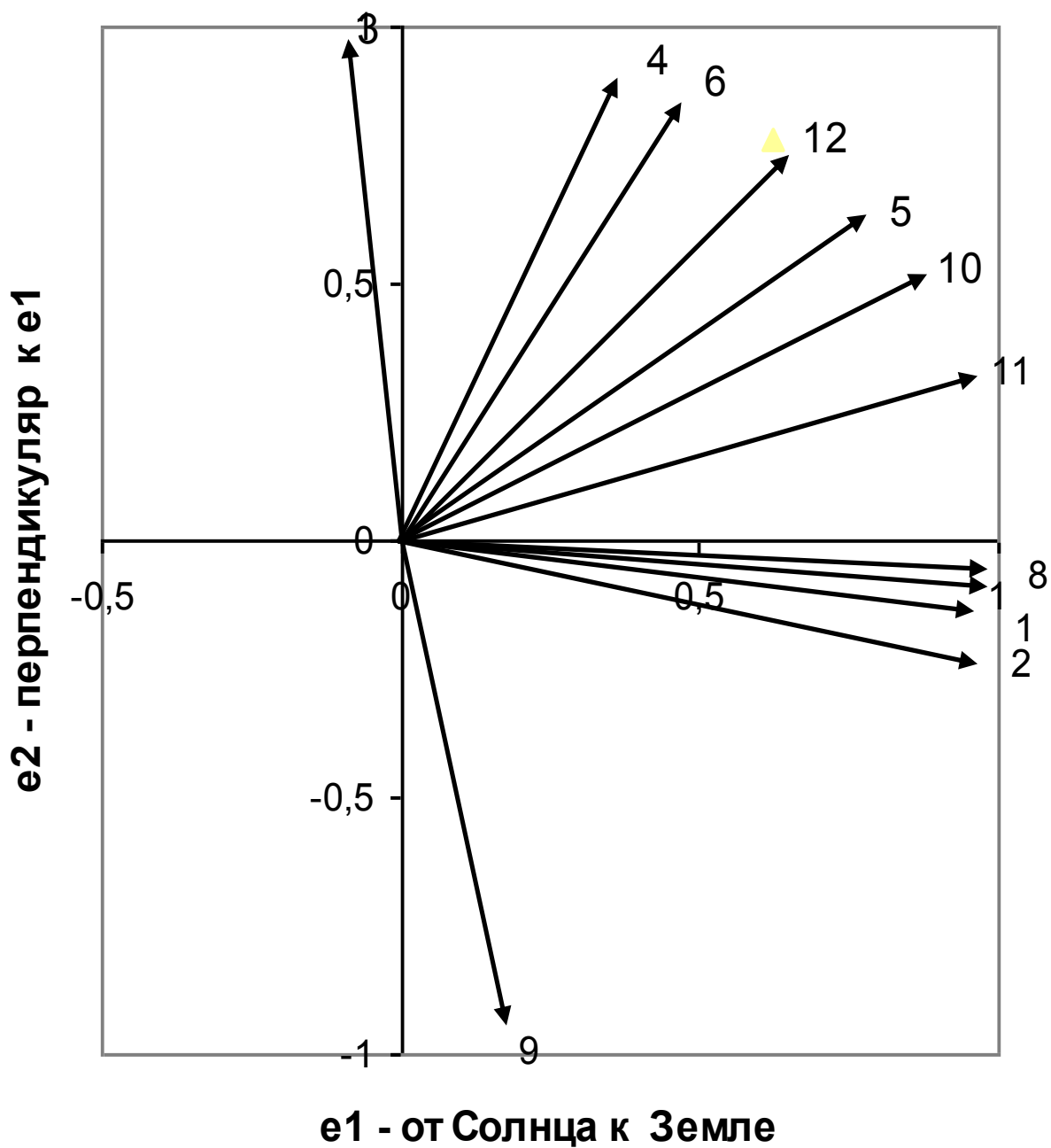


Рис. 4.6. Единичные вектора регрессии смещения Солнца на среднемесячную температуру воздуха юга Западной Сибири. (Номера векторов соответствуют порядковым номерам месяца, масштаб по осям:  $1000=0,01$  AU ).



### 4.3. Модель зависимости температуры приземной атмосферы от альbedo Земли и тепловой инерции гидросферы

Пусть  $D$  означает годовой радиационный дисбаланс Земли. По определению

$$D = E - E_{sw} - E_{lw}, \quad (4.16)$$

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 (УКР) с длиной волны до 0,4 мкм и уходящая-длинноволновая радиация (УДР) с длиной волны более 0,4 мкм.

Насколько может изменяться дисбаланс (4.16)? Здесь всё зависит от масштаба времени. Так, авторы работы [Кондратьев, Крапивин, 2006] 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  $1 \text{ Вт/м}^2$ ».

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 [Головко, 2006]

$$D_{2003} = 0,85 \text{ Вт/м}^2 .$$

Каким образом изменения планетарного альbedo могут создавать дисбаланс и, как следствие, изменения температуры приземной атмосферы?

Построим модель этого процесса.

## Предпосылки модели

Приходящая солнечная радиация изменяется в 11-летних циклах солнечной активности порядка 0.1%, и эти флуктуации, несомненно, оказывают влияние на геофизические процессы. Но пока 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:

$$I_0 = I(R_0,t) = \text{const.} \quad (4.17)$$

Рассмотрим следующую модель. Пусть каждое полушарие Земли отражает в течение года свою постоянную долю солнечной радиации:  $\alpha$  – альbedo Северного,  $\beta$  – 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

$$\text{Sin}(\delta) = -\text{Sin}(\varepsilon) \text{Cos}(v-v_p);$$

$\varepsilon$  – 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

$$E - E_{sw} = \int_0^T I(R,t) \pi r^2 (1 - A(t)) dt = I_0 R_0^2 \pi r^2 \int_0^T \frac{(1 - A(t)) dt}{R^2(t)}. \quad (4.18)$$

Обозначим через  $\mu = \mu(t)$  и  $v = v(t)$  эксцентрисическую 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 (4.18), перейдем 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 (4.18) 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  $\sin(\delta) = \delta$ , на основании малости  $\sin(\epsilon)$ . Итак,

$$E - E_{sw} = E_0 (1 - A_0), \quad (4.19)$$

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 (4.19) 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 [Миланковича, 1939] от долготы перигелия земной орбиты.

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

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

поверхности.

### Модель альbedo-температура

Далее, следуя М. Миланковичу, предположим:

- M1. Поверхность Земли однородна и горизонтальна под всеми широтами;
- M2. Атмосфера и гидросфера Земли неподвижны;
- M3. Атмосфера прозрачна для прямой и рассеянной солнечной радиации;
- M4. Обмен тепла между земной поверхностью и воздухом происходит только посредством излучения;
- M5. Тепловой поток из глубин Земли равен нулю;
- M6. Влажность и облачность везде имеют одинаковое значение;
- M7. В межледниковый период альbedo Земли постоянно.

При перечисленных условиях температура излучения поверхности Земли, на основе законов Стефана-Больцмана и Кирхгофа, пропорциональна <sup>\*)</sup>

$$\Theta^4 \sim (1 - A_0)E_0(1 + p), \quad (4.20)$$

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 (4.19).

Расширим модель (4.20). Предположим:

- Z7. Годовое альbedo Земли может изменяться от года к году.
- Z8. Годовое противоизлучение атмосферы постоянно и равно  $p = p_0 = \text{const}$ .
- Z9. Годовой тепловой баланс между литосферой и остальными геосферами считаем нулевым.
- Z10. Атмосфера ежегодно передаёт в криосферу  $A_C$  долю полученного за год тепла.

---

<sup>\*)</sup> Заметим, что в [Миланкович, 1939], при переходе от общей формулы (85) к частному случаю (90) допущена ошибка в коэффициенте: 1/2 вместо единицы, что, впрочем, не повлияет на наши выводы.

Z11. Гидросфера получает в течение года долю энергии  $H$ , из которой ежегодно передаёт в криосферу долю тепла  $H_c$ , а остаток тепла возвращает из глубинных слоёв в поверхностный слой в течение последующих  $L$  лет долями  $h_1, h_2, \dots, h_L$ :

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

Из (4.20) и предположений M1-M6, Z7-Z11 следует:

$$\Theta_k^4 \sim E_0(1 - A_k)(1 + p_0 - A_c - H) + E_0 \sum_{j=1}^L h_j(1 - A_{k-j}) \quad (4.21)$$

Обозначая  $d_0 = (1 + p_0 - A_c - H_c)$ ,  $d_k = \sum_{j=1}^L h_j A_{k-j}$ , (4.22)

получим

$$\Theta_k^4 = E_0(1 - A_k) \left( 1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right) = \left( 1 + \frac{A_N - A_k}{1 - A_N} \right) \left( 1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right). \quad (4.23)$$

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:

$$A_N \sum_{j=1}^L h_j = \sum_{j=1}^L h_j A_{N-j} \quad (4.24)$$

Тогда из (4.23)

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

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

$$\left( \frac{\Theta_k}{\Theta_N} \right)^4 = \left( 1 + \frac{A_N - A_k}{1 - A_N} \right) \left( 1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right) + o(1). \quad (4.25)$$

Обозначим  $\lambda_k = \frac{A_N - A_k}{1 - A_N}$  и, пренебрегая малыми членами, перепишем

формулу (4.25) в виде

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



в последнем переходе мы воспользовались малостью  $\lambda_k$  по сравнению с единицей.

Окончательно получаем: если год  $N$  удовлетворяет условию (4.24), то

$$\frac{T_k - T_N}{T_N + 273} = \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \frac{1}{4d_0(1 - A_k)} \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}) \quad (4.26)$$

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

$$T_k - T_N = \frac{Q_0 + Q_1 A_k + \dots + Q_L A_k^L}{4(1 - A_k)} \quad (4.27)$$

где  $Q_0, Q_1, Q_1, \dots, Q_L$  – некоторые константы, независящие от  $A_k$ .

Модель (4.26) 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:  $h_k = h_0$ ,

H2:  $h_k = h_0(1 - k/D)$

H3:  $h_k = h_0 \exp\{-k/D\}$ ,

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

$$h_1 + h_2 + \dots + h_L = H - H_c. \quad (4.28)$$

## Расчёт аномалий температуры воздуха: фактический и модельный варианты

Применение общей формулы (4.27) к оценке аномалий приземной температуры воздуха требует знания среднегодовых значений альbedo Земли на протяжении нескольких десятков лет (учитывая тепловую инерцию гидросферы), причём с высокой точностью. Действительно, приняв  $E=342 \text{ Вт/м}^2$ ,  $A=0.3$  и ошибку в оценке альbedo в 1%, то есть  $\Delta A=0.003$ , получаем оценку точности УКР:  $E_{sw}=342*0,3*(1\pm 0,01)=102.6\pm 1,0 \text{ Вт/м}^2$ .

С какой же точностью выполняются современные измерения альbedo? В работе [Головки, Пахомов, Успенский, 2003] указано, что измерения уходящей радиации, проведённые на двух разных типах аппаратуры, хорошо согласуются между собой: отклонения в измерении УКР составляет  $1.5\pm 0.1 \text{ Вт/м}^2$ , а в УДР  $0.7\pm 0.1 \text{ Вт/м}^2$  в дневное время и  $0.4\pm 0.1 \text{ Вт/м}^2$  в ночное время. При годовом усреднении эти отклонения уменьшаются почти в 20 раз, то есть до сотых долей  $\text{Вт/м}^2$ , 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 (4.27) следует, что аномалии среднегодовой температуры Земли, в первом приближении, есть линейная функция от среднегодовых значений альbedo Земли в этом же году. Значения альbedo за период 1984-2003 возьмём из работы [Goode, Palle, 2007], а значения среднегодовых аномалий приземной температуры воздуха за этот же период возьмём из [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 4.8 представлены графики аномалий среднегодовых температур приземного воздуха и их оценка моделью (4.27) при  $L=0$ . Коэффициент

корреляции между этими рядами равен 0,8 и является статистически значимым на 5%-ном уровне значимости. Через год авторы откорректировали свой результат, уменьшив размах, оценённых ими колебаний альбедо вчетверо: с 8% до 2% [Palle, Goode, Montanes-Rodriguez, 2008]. Впрочем, для анализируемой модели в линейном приближении размах не имеет значения: здесь важны относительные изменения альбедо, дискуссия о которых продолжается и по настоящее время.

Предположим теперь, что в течение не менее  $L$  лет планетарное альбедо 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 (4.26) 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  $o(1)$ , получим

$$T_k - T_N = \Delta A_N (1 - \rho_0 g_k) \frac{273 + T_N}{4(1 - A_N)}. \quad (4.29)$$

Параметр  $\rho_0$  показывает долю энергии, которая передаётся в глубинные слои гидросферы за один год, а параметр  $g_k$  - оставшуюся в гидросфере долю тепла через  $k$  лет.



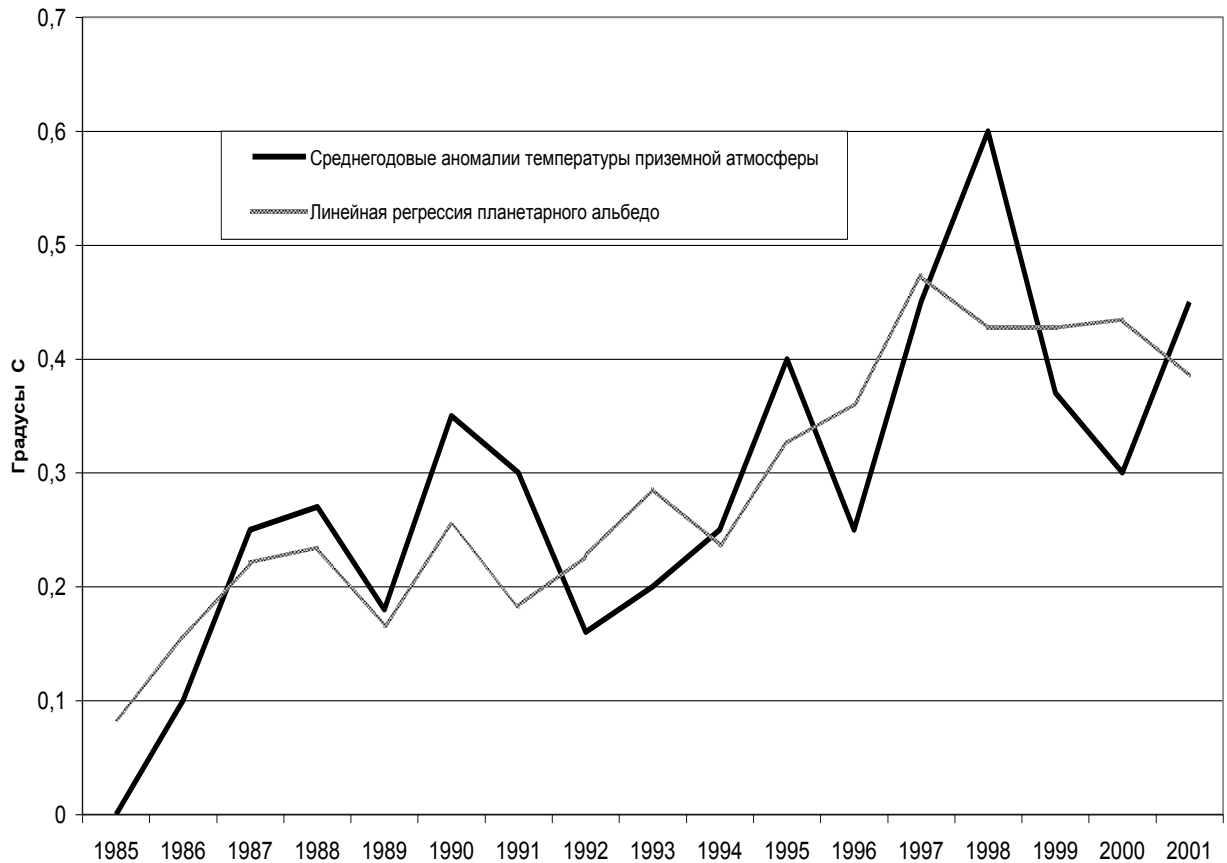


Рис. 4.8. Линейная регрессия годового планетарного альbedo Земли на среднегодовую температуру приземной атмосферы.

Предположим, что  $A_N=0.3$ ,  $\Delta=-0.01$ ,  $T_N=18$  °C,  $h_k=h_0(1-k/L)$ . Тогда аномалия температуры приземной атмосферы для различных вариантов  $\rho_0$  будет, в соответствии с (4.29), иметь вид, показанный на рисунке 4.9. Если пренебречь теплосодержанием атмосферы, то  $\rho_0$  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 альbedo на 0,01 аномалия температуры нижней атмосферы асимптотически увеличивается до 1,1 °C, причём, при  $\rho_0=0.75$  и  $L=50$ , аномалия температуры атмосферы составляет 0.75 °C через 20 лет после скачка альbedo, что очень близко к современному процессу изменения температуры нижней тропосферы.

Основной вывод IV доклада МГЭИК о невозможности объяснить современное потепление только природными факторами, конечно, верен, если рассматривать флуктуации только приходящего интегрального потока солнечной радиации. Но есть и уходящий поток!

Построенная модель, учитывающая изменчивость планетарного альбедо, вполне удовлетворительно, как показывает рисунок 4.9, оценивает и величину, и темп современного потепления. Результат, заметим, получен при фиксированном годовом противозлучении атмосферы.

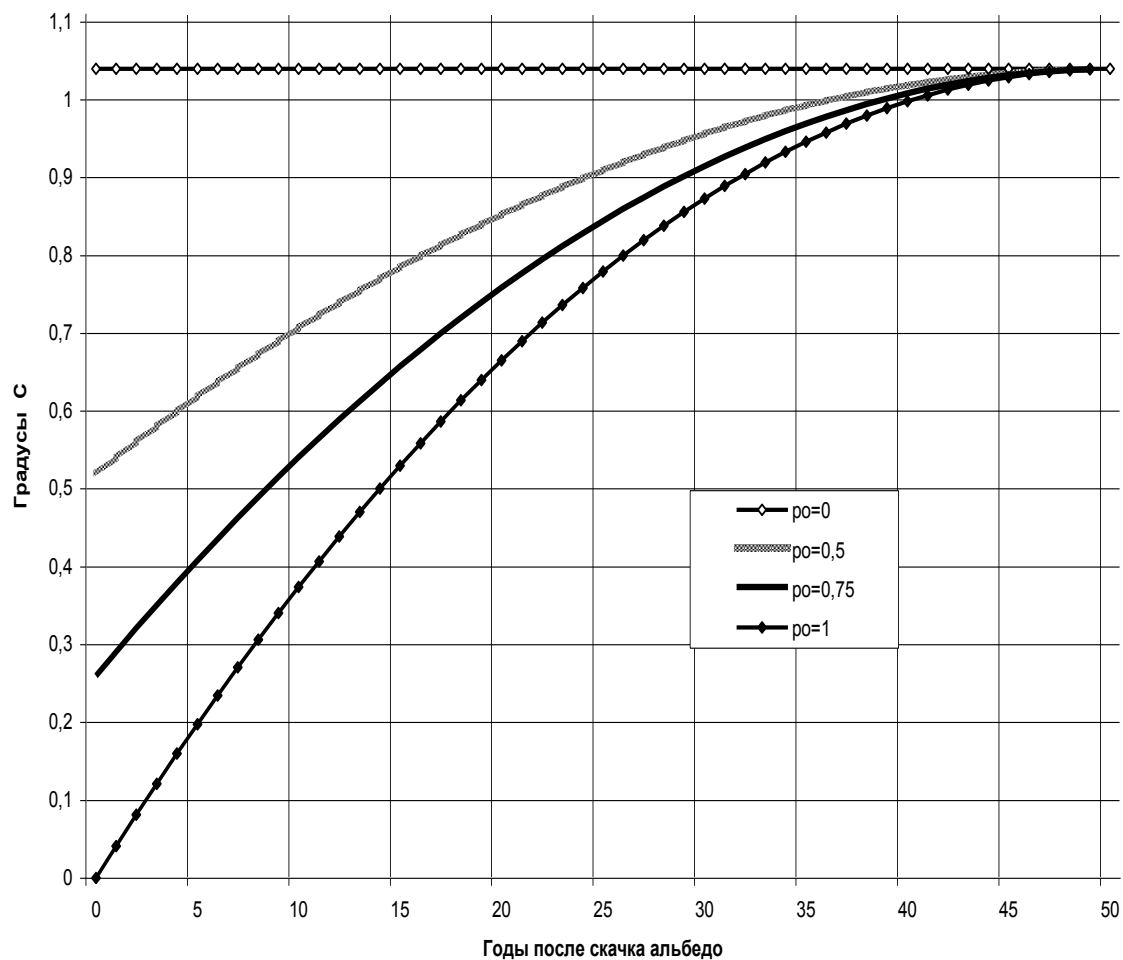


Рис. 4.9. Динамика аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха при скачкообразном изменении планетарного альбедо:  $A_N=0.3$ ,  $\Delta=-0.01$ ,  $T_N=18^\circ\text{C}$ ,  $L=50$ ,  $g(k)$  - линейное убывание.

#### 4.4. Перспективная оценка температуры нижней тропосферы моделью «альbedo-температура»

«Баланс» буквально означает «весы» и трактуется как равновесие. Факт регулярного чередования ледниковых периодов с потеплениями заставляет думать, что нормой является состояние неравновесия или энергетического 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 [Milancovich, 1939] 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 исследованиях [Завалишин, 2009, 2010] и в данной статье 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 первом этапе считаем неизменным ежегодный приход интегрального потока солнечной радиации к Земле (TSI – Total Solar Irradiation). Объект нашего исследования – уходящий от Земли ежегодный поток энергии, вызванный изменениями альbedo: уходящая коротковолновая радиация (OSR - Outgoing Shortwave Radiation) и уходящая длинноволновая радиация (OLR - Outgoing Longwave Radiation). Цель работы – получение перспективной оценки изменения среднегодовой температуры приземной атмосферы в зависимости от сценария изменения альbedo.

В статье [Завалишин, 2010] построена модель (4.30) «альbedo-температура», которая по заданному набору годовых значений альbedo  $\{A_k\}$  оценивает относительную аномалию среднегодовой температуры нижней тропосферы  $\Theta_k$  в  $k$ -ом году.

$$\frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} = \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \frac{1}{4d_0(1 - A_k)} \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}), \quad (4.30)$$

где  $\Theta$  - температура в градусах Кельвина; индекс  $N$  означает «норму»;  $d_0$ ,  $h_j$  – константы. В качестве сценария изменения межгодовых изменений альбеда был принят «скачок», то есть переход от одного многолетнего значения альбеда к другому фиксированному значению. В настоящем исследовании рассмотрим максимально реалистичский сценарий изменения альбеда, то есть сценарий, наиболее близкий к известным экспериментальным данным.

В основе модели общая схема энергетического дисбаланса Земли, которая представлена на рисунке 4.9. Схема иллюстрирует перераспределение солнечной энергии по геосферам в зависимости от годовых аномалий планетарного альбеда. Изменение альбеда, 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 альбеда 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 альбеда очевидно. Биосфера также влияет на альбеда. Так, по некоторым оценкам, она вызвала

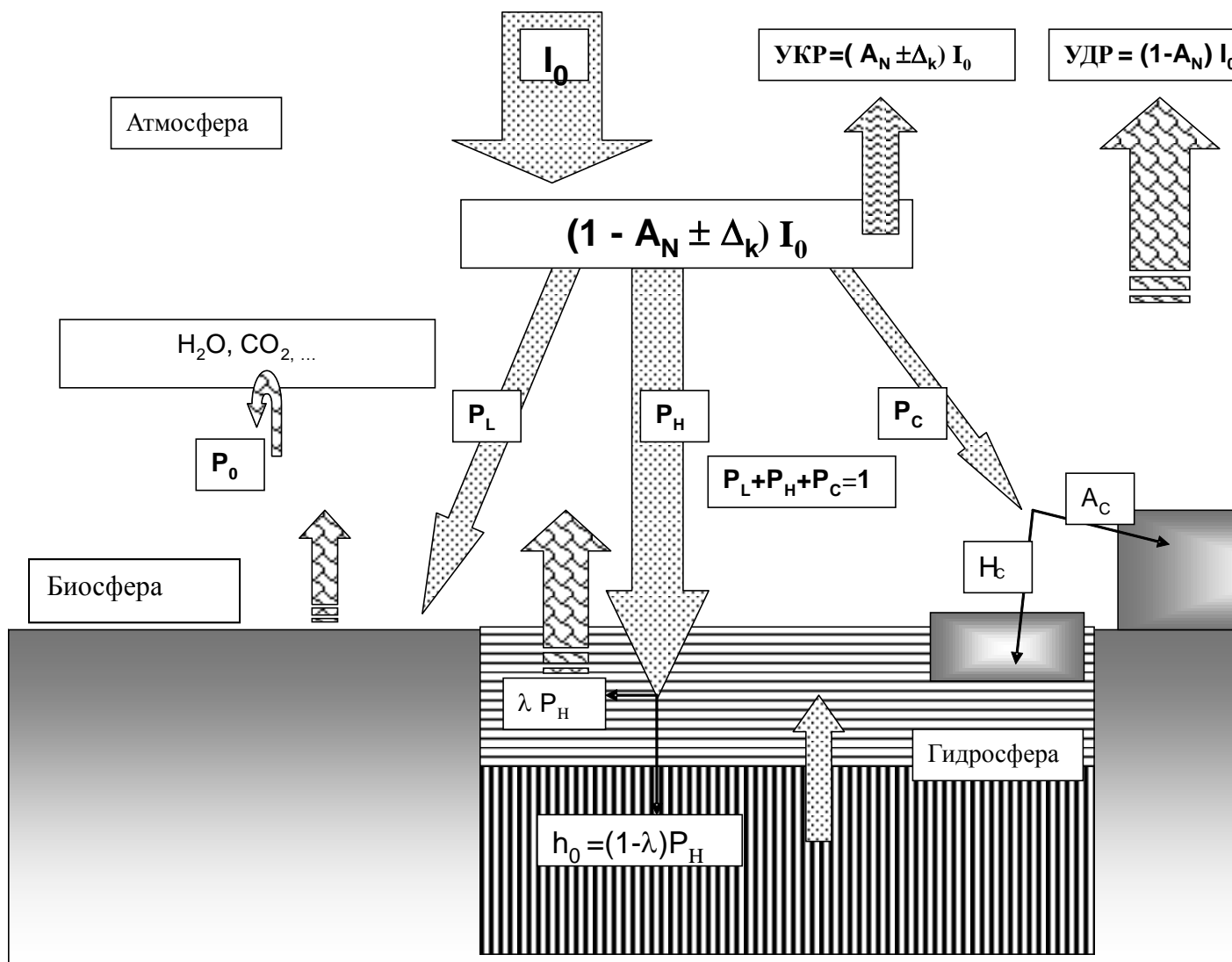


Рис. 4.9. Схема годового энергетического дисбаланса Земли.

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

$$e_j(i) = \frac{h_j(i)}{h_0(i)} \quad h_0(i) = \sum_{j=1}^L h_j(i) \quad \sum_{j=1}^L e_j(i) \equiv 1 \quad (4.31)$$

Тогда все сценарии будут иметь общий вид:

$$h_j(i) = h_0(i)e_j(i) \quad (4.32)$$

Рисунок 4.10 иллюстрирует все три сценария изменения функций передачи тепла из глубинного слоя в верхний слой, как в абсолютном, так и в нормированном виде.

Перепишем теперь (4.30) с учётом (4.31,4.32).

$$\frac{\Theta_k(i) - \Theta_N}{\Theta_N} = \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \frac{h_0(i)}{4d_0} \sum_{j=1}^L e_j \frac{(A_k - A_{k-j})}{(1 - A_k)} \quad (4.33)$$

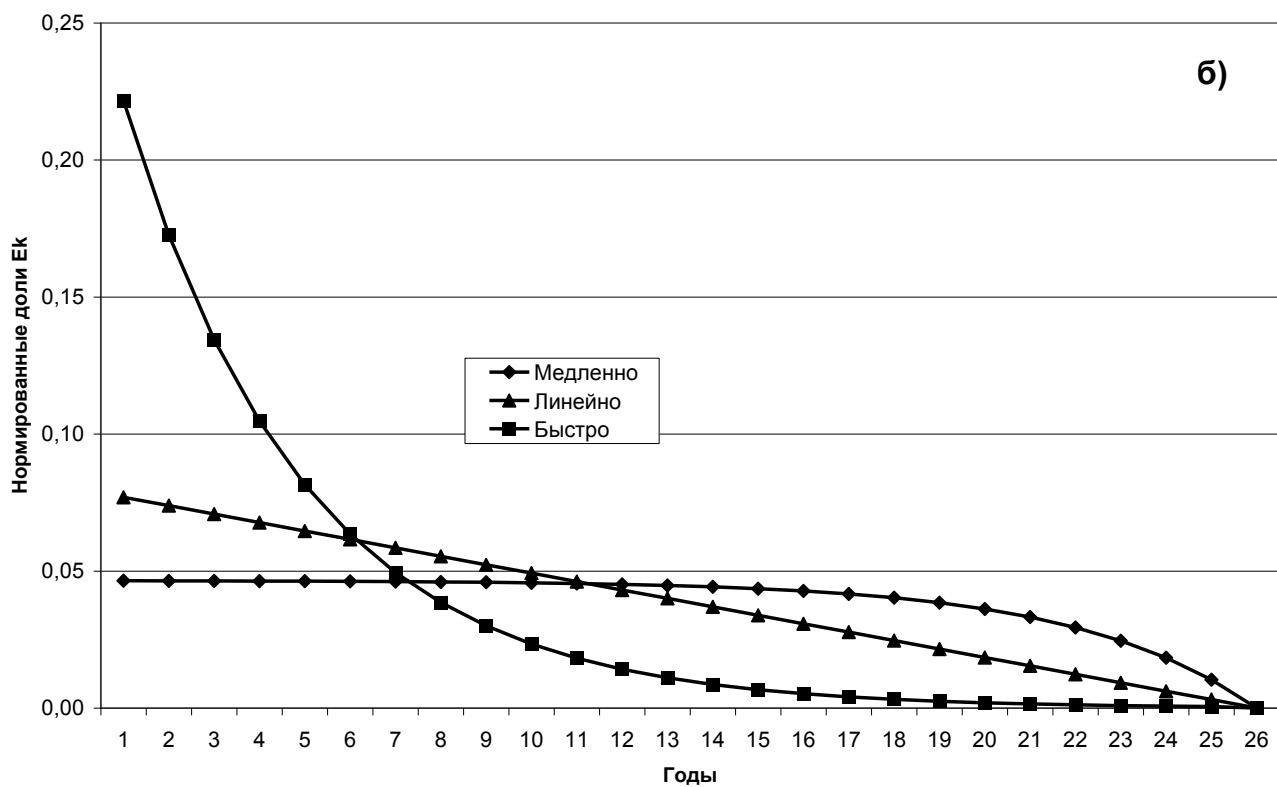
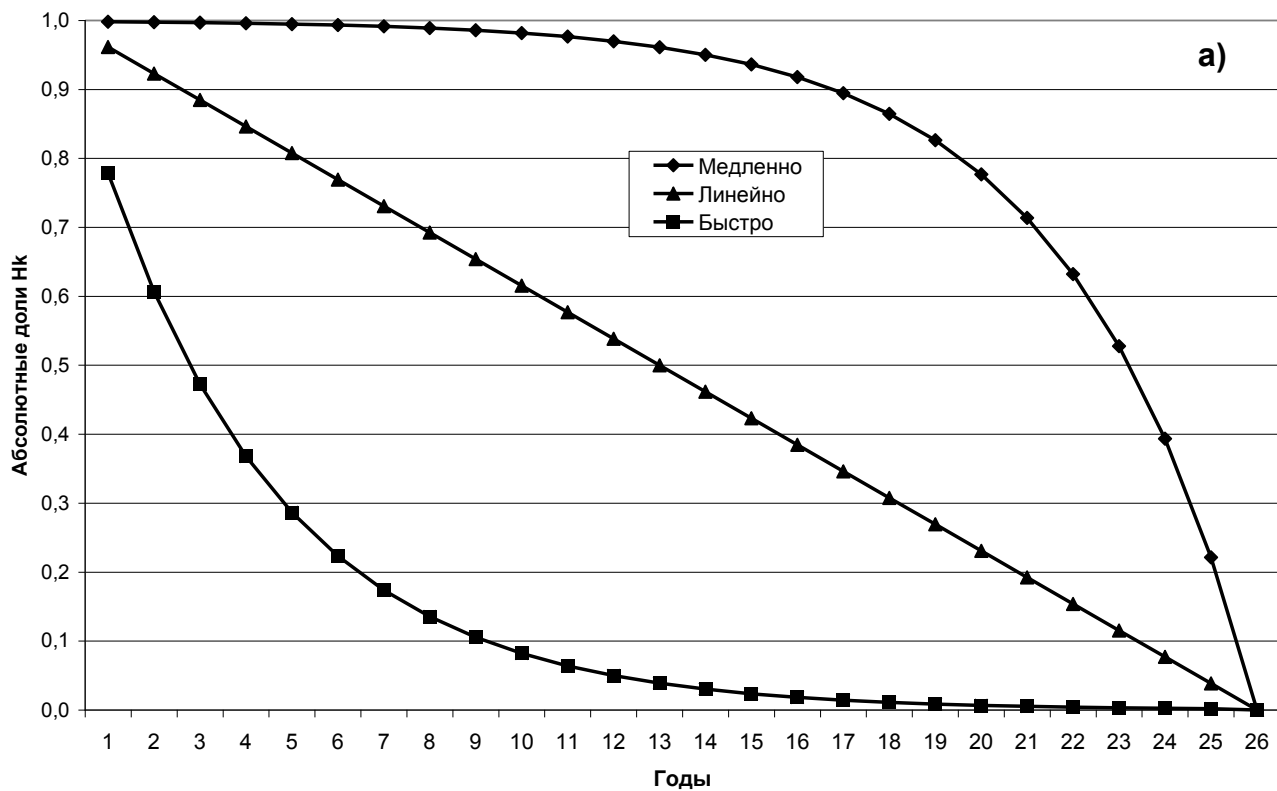


Рис. 4.10. Типы функций передачи тепла из глубинного в верхний слой гидросферы в абсолютной (а) и нормированной (б) формах.

Для решения поставленной задачи нам, в соответствии с (4), необходимо определить:

1.  $A_N$  и  $\Theta_N$  - «нормы» альбедо и приземной температуры;
2.  $A_k$  - сценарий изменения альбедо Земли;
3.  $Z_0(i) = \frac{h_0(i)}{d_0}$  - константа.

Начнём с нормы. В работе [Завалишин, 2010] норма альбедо определяется как год  $N$ , в котором достигнут баланс тепла между верхним и нижним слоями гидросферы, то есть

$$A_N = \sum_{j=1}^L e_j A_{N-j} \quad (4.34)$$

Напрямую найти год, удовлетворяющий (4.34), сложно из-за малого объёма инструментальных данных по альбедо Земли (менее 30 лет) и, кроме того, по одному году оценка будет весьма ненадёжной. Поэтому будем искать норму по динамике средних многолетних значений, связанных с альбедо параметров.

Нулевой баланс между слоями гидросферы 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):

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

Исходные данные для расчёта взяты из <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata/GLB.Ts+dSST.txt>. Для атмосферы над Мировым океаном и в целом для приповерхностной атмосферы минимум СКО достигается в 1960 году (учитывая статистическую погрешность СКО, точнее говорить о начале 60-х годов). Наиболее близкий к минимуму СКО стандартный



30-летний интервал есть интервал 1951-1980 гг., который и примем для расчёта нормы гидрометеоэлементов и альбедо. Ближайшие варианты,- периоды 1941-1970 гг. и 1961-1990 гг., - не подходят из-за больших значений СКО.

Перейдём ко второй задаче – выбору сценария изменения среднегодового альбедо 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 [Goode, Palle, 2007; Palle, Goode, Montanes-Rodriguez, 2008] опубликованы графики экспериментальных данных по альбедо и общей облачности (основные результаты исследований [Головко и др., 2003; Головко, 2006] относятся к тропической зоне и поэтому не приводятся). Общей чертой и альбедо и балла облачности является их падение до конца прошлого века с последующим подъёмом. На рисунке 4.11 схематически изображены их локальные тренды. Если принять, что начавшийся процесс увеличения альбедо будет иметь симметричный вид к прошедшему процессу его уменьшения (а какая у нас иная обоснованная альтернатива?), то получим искомый сценарий годового изменения альбедо Земли:

- $A_k = A_N$  ,  $k \leq 1984$ , и  $k > 2014$
- $A_k = A_N \left(1 - \frac{k - 1984}{15} \delta\right)$  ,  $1984 \leq k \leq 1999$
- $A_k = A_N \left(1 - \delta + \frac{k - 1999}{15} \delta\right)$  ,  $2000 \leq k \leq 2014$

Константа  $\delta$  - это очень чувствительный параметр: отличие варианта с  $\delta=0,011$  от варианта  $\delta=0,009$  по модели (4.33) весьма значительно. Проблема в том, что пока что у нас нет многолетних надёжных инструментальных измерений альбедо Земли: результат [Goode, Palle, 2007] был подтвержден независимым методом оценки альбедо по отражённому свету Луны и, всё же, через год был пересмотрен [Palle, Goode, Montanes-Rodriguez, 2008]. По этой причине примем за модельный

вариант  $\delta=0,01$ , который даёт наиболее близкие к экспериментальным данным значения, вычисленные по (4.33).

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

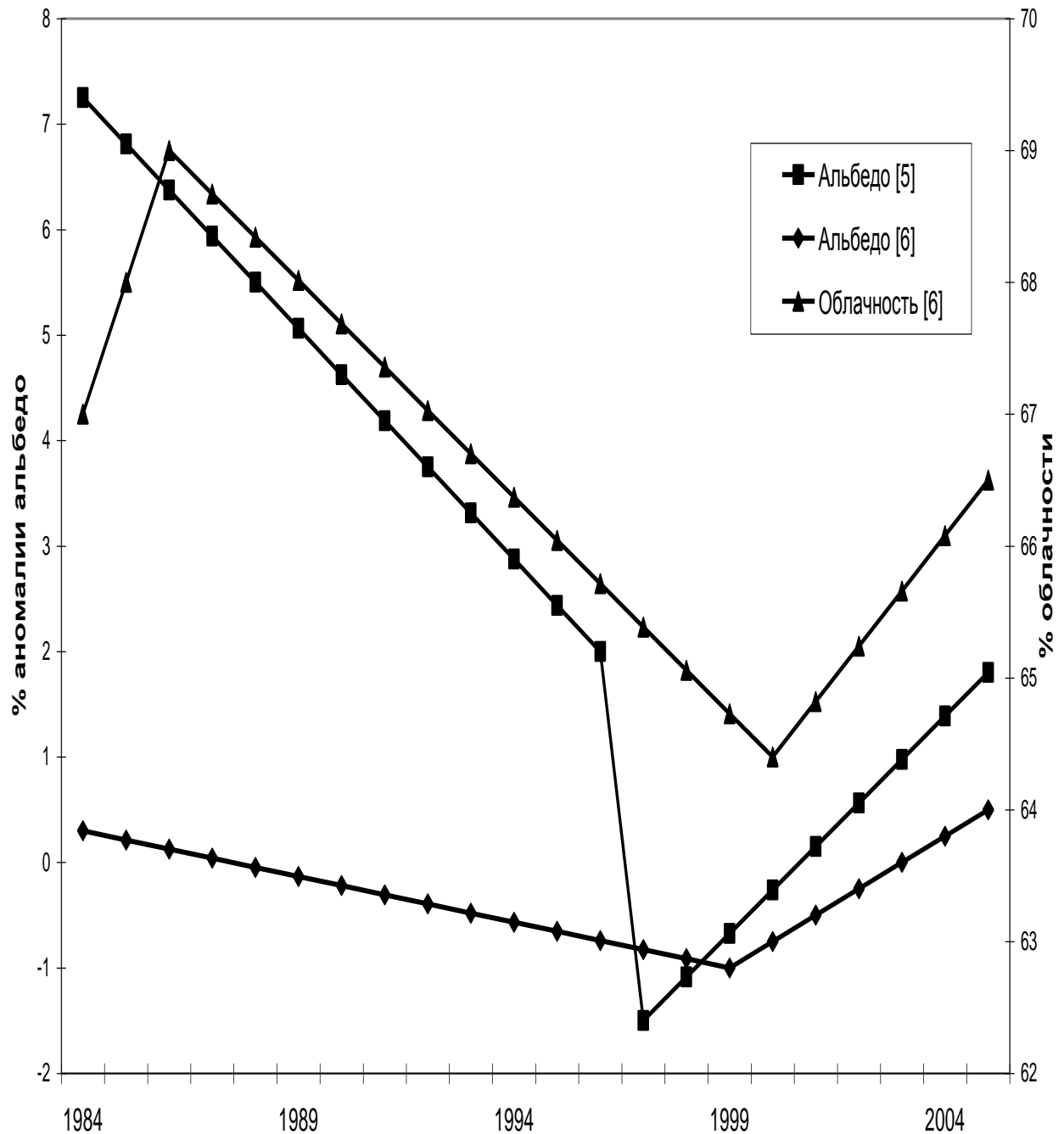


Рис. 4.11. Схема трендов альбедо и общей облачности по работам [5-Goode, Palle, 2007; 6- Palle, Goode, Montanes-Rodriguez,2008].

Итак, основные параметры определены, и можно перейти к вычислениям по (4.33). 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 (4.30) 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, при этом методом минимальных квадратов получена следующая оценка:  $Z_0=0,9$ . Здесь надо понимать, что это 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 (4.30) были близки к экспериментальным данным.

Результат на рисунке 4.12 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 работе [Palle et. al., 2006].

Что дальше? Знаем не очень уверенно значения годовых альбедо на протяжении менее 30 лет. Собирать данные ещё десятилетия, чтобы понять, почему изменяется альбедо и как эти изменения влияют на климат Земли? Конечно, совершенствование инструментальных наблюдений за альбедо, как отечественных, так и международных, – это проблема номер один. Но можно параллельно идти и другим путём. В силу закона сохранения энергии, любые изменения годовых значений альбедо Земли оставляют свой след в геосферах:

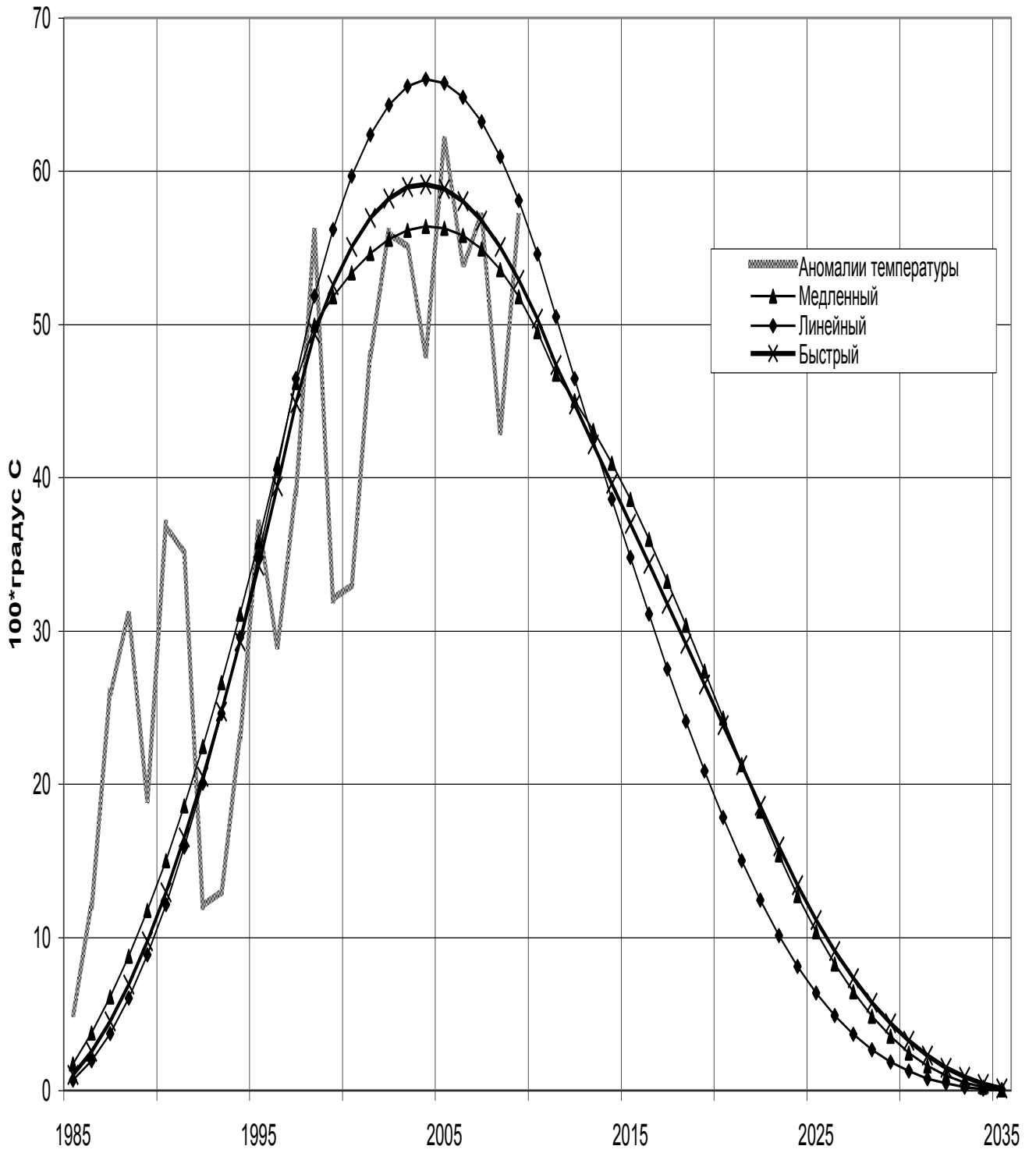


Рис. 4.12. Перспективная оценка температуры нижней тропосферы моделью (4.33).

температура верхнего и глубинного слоёв гидросферы, температура приземной тропосферы, объём и площадь криосферы, уровень Мирового океана, высота снеговой линии. Почему бы не попытаться реконструировать годовые аномалии альbedo Земли по перечисленным параметрам, то есть решить задачу, обратную к модели (4.33)? Известны попытки такого рода. Например, нестационарная модель энергетического баланса Земли Винникова-Гройсмана [Переведенцев, 2009], в которой авторы оценили динамику альbedo Земли по аномалиям температуры приземной атмосферы и оптическим свойствам атмосферы. В случае успешного решения поставленной проблемы, ряд данных по альbedo Земли увеличится в 4-5 раз, что позволит перейти к моделированию межгодовой изменчивости альbedo с учётом внутренних и внешних факторов и, впоследствии, - к надёжным прогнозам климатических изменений.

Подведём итог. Если процесс возвращения альbedo к норме продолжится, то появление тренда на уменьшение средней годовой температуры приземной атмосферы, с темпом, примерно,  $-0,25$  °C за десятилетие, станет неоспоримым фактом в ближайшие несколько лет (рисунок 4.12).

## Раздел 5

### МОДЕЛИ ИЗМЕНЧИВОСТИ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ

#### 5.1 Периодическая нестационарная модель

Локально-климатическая модель выявляет медленно меняющиеся компоненты: примерно от 10-12 лет и более. Попробуем учесть и быстро меняющиеся компоненты.

Основная проблема заключается в малочисленности исходных данных: в нашем распоряжении ряды в пределах одно сотни отсчётов.

Проведённый ранее анализ позволяет нам предположить, что ряды метеорологических элементов (температура, осадки) имеют сингулярный и нестационарный тип спектра. Это очень важный вывод, и мы будем пытаться учесть и сингулярность, и нестационарность спектра с помощью различных моделей.

За основу выделения высокочастотной периодической компоненты возьмём селективное линейное преобразование Бюй-Балло [Серебрянников, Первозванский, 1965]. Напомним алгоритм преобразования: выбирается пробный период  $T$  (целочисленный); весь интервал  $[t_0, t_N]$  наблюдений делится на отрезки, длиной  $T$ ; вычисляется среднее арифметическое значение по всем отрезкам; усредненная функция, имеющая максимальный размах для какого-то значения пробного периода  $T$ , берётся в качестве оценки периодического компонента. Выбранная функция удаляется из ряда, и процесс повторяется снова, до тех пор, пока выделяемый компонент не будет отличаться от шумового компонента.

Проблема практического применения метода Бюй-Балло в том, что

пробный период должен быть целым числом. Попытаемся преодолеть это ограничение.

Будем предполагать, что исследуемый процесс  $X(t)$  представим в следующем виде:

$$X(t) = \sum_{k=1}^m c_k P_k(t) + \varepsilon(t), \quad (5.1)$$

где  $P_k(t)$  – периодическая функция с периодом  $T_k$ , то есть для любого момента времени  $t$  выполняется равенство

$$P_k(t+T_k)=P_k(t),$$

причем  $T_k$  – минимальное число, удовлетворяющее (2).

$c_k$  - неизвестные константы,

$\varepsilon(t)$  – стационарный случайный процесс с нулевым МО.

Пусть известны отсчеты процесса  $X(t)$  в точках  $t_0, \dots, t_N$ :  $x_k=X(t_k)$ .

Введём безразмерную величину  $\lambda_k$ , которую будем называть *фазой периода T*.

$$\underbrace{\underbrace{t_0}_{\lambda_0} \underbrace{t_1}_{\lambda_1} \dots \underbrace{t_{N-1}}_{\lambda_{N-1}} \underbrace{t_N}_{\lambda_N}}_{T}$$

Здесь, как обычно, квадратные скобки указывают на целую часть числа, а фигурные – на дробную часть;  $t_0$  – фиксированный момент времени. Если имеется периодическая компонента с периодом  $T$ , то зависимость  $x(t_k)$  можно представить в виде перестановок:

$$\left( \begin{array}{cccc} \underbrace{t_0}_{\lambda_0} & \underbrace{t_1}_{\lambda_1} & \dots & \underbrace{t_N}_{\lambda_N} \\ \underbrace{x_0}_{\lambda_0} & \underbrace{x_1}_{\lambda_1} & \dots & \underbrace{x_N}_{\lambda_N} \end{array} \right) \quad \text{или} \quad \left( \begin{array}{cccc} \underbrace{\lambda_0}_{\lambda_0} & \underbrace{\lambda_1}_{\lambda_1} & \dots & \underbrace{\lambda_N}_{\lambda_N} \\ \underbrace{x_0}_{\lambda_0} & \underbrace{x_1}_{\lambda_1} & \dots & \underbrace{x_N}_{\lambda_N} \end{array} \right).$$

Переход от времени к фазам периода  $T$  эквивалентен разрезанию всего интервала времени  $(t_0, t_N)$  на отрезки длиной  $T$ , с последующим масштабированием интервала  $(0, T)$  к интервалу  $(0, 1)$ . Упорядочивая последнюю перестановку по возрастанию  $\lambda$ , получим зависимость  $x(\lambda)$ :

$$\begin{pmatrix} \lambda_0 & \lambda_1 & \lambda_{NA} & \lambda_N \\ x_0 & x_1 & x_{NA} & x_N \end{pmatrix} \quad (5.2)$$

Если распределение точек  $\lambda_k$  достаточно равномерно на интервале  $(0,1)$ , то оценку  $x(\lambda)$ , можно получить сглаживанием скользящей средней. При этом концевые точки также можно вычислить, рассматривая утроенную последовательность (5.2), в силу предполагаемой периодичности:

$$\begin{pmatrix} \lambda_0 & \lambda_1 & \lambda_2 & \lambda_3 & \lambda_4 & \lambda_5 & \lambda_6 & \lambda_7 & \lambda_8 & \lambda_9 \\ x_0 & x_1 & x_2 & x_3 & x_4 & x_5 & x_6 & x_7 & x_8 & x_9 \end{pmatrix}$$

Такой приём позволяет понять, насколько сильно отличается периодическая функция от гармоники и каков её размах (с учётом сглаживания).

Проведенные эксперименты со среднемесячной температурой воздуха на сетях ГМС по Западной и Восточной Сибири показали, что в первом приближении высокочастотные периодические компоненты соответствующих ЕОФ можно считать гармониками.

Таким образом, задача сводится к анализу полигармонической функции с неизвестными, но, вообще говоря, некратными периодами. При этом, амплитуда гармоник может значительно изменяться. Следовательно, модель (5.1) примет следующий общий вид:

$$\begin{pmatrix} m \\ \lambda_0 & \lambda_1 & \lambda_2 & \lambda_3 & \lambda_4 & \lambda_5 & \lambda_6 & \lambda_7 & \lambda_8 & \lambda_9 \\ x_0 & x_1 & x_2 & x_3 & x_4 & x_5 & x_6 & x_7 & x_8 & x_9 \end{pmatrix} \quad (5.3)$$

где  $m$  – количество гармоник;

$w_k$  - частота  $k$ -ой гармоника;

$A_k, B_k$  – коэффициенты, вообще говоря, зависящие от времени;

$\varepsilon(t)$  – «белый шум» .



## 5.2 Локально-стационарная гармоническая модель

Пусть нам известны значения процесса (5.3) в  $N$  точках  $x(t_k)$ ,  $(k=1, \dots, N)$ . В этом разделе будем предполагать, что коэффициенты уравнения (5.3) не зависят от времени на интервале  $[t_L, t_N]$ , причём левая граница интервала  $t_L$  нам неизвестна. Иначе говоря, на интервале процесса, предшествующему точке прогноза, имеет место локальная стационарность.

Проблема сводится к нахождению гармонических компонент. Для ее решения будем применять метод Лагранжа-Дейля [Серебрянников, Первозванский, 1965] со следующим алгоритмом работы. Для нахождения  $3m$  неизвестных коэффициентов в (5.3) по  $N$  известным значениям ( $N > 3m$ ) сначала находят  $m$  оценок частот  $\{w_k\}$  из уравнения

$$\cos(mw) - \sum_{k=1}^m \alpha_k \cos(m-k)w - 0.5 \alpha_m = 0. \quad (5.4)$$

Коэффициенты  $\alpha_k$  уравнения (5.4) должны удовлетворять следующей системе линейных уравнений:

$$E_i \equiv \sum_{k=1}^m (f_{i+k-1} + f_{2m+i-k-1}) \alpha_k + f_{m+i-1} \alpha_m - f_{i-1} - f_{2m+i-1} = 0, \quad (i=1, \dots, N-2m).$$

Решение последней системы находится методом наименьших квадратов из системы линейных уравнений относительно  $\{\alpha_k\}$ :

$$\frac{d}{d\alpha_k} \sum_{k=1}^{N-2m} E_k^2 = 0. \quad (5.5)$$

Получив из (5.5) оценки  $\{\alpha_k\}$ , находят  $m$  частот  $\{w_k\}$  из уравнения (5.4) с  $m$  неизвестными. Зная частоты, определяют  $m$  пар амплитуд  $\{A_k, B_k\}$  из исходного уравнения (5.3) обычным методом наименьших квадратов. В результате получают оценки всех  $3m$  неизвестных параметров  $\{w_k, A_k, B_k\}$  набора гармонических компонент из уравнения (5.3).

Указанный алгоритм нахождения неизвестных коэффициентов будем применять на последовательности интервалов  $[t_h, t_N]$ , где  $h=1, \dots, L$  с условием,

$$N-L > 3m+1$$

Для каждого значения  $h$  вычислим относительную остаточную дисперсию

$$P(h) = \frac{\sum_{i=h}^N (f(t_i) - x(t_i))^2}{\sum_{i=h}^N (x(t_i) - \bar{x}(h, N))^2} \frac{N-h-1}{N-h-3m-1}, \quad (5.6)$$

где  $\bar{x}(h, N)$  - среднее значение ряда  $x(t_k)$  на интервале  $[t_h, t_N]$ .

Левую границу интервала определим из условия

$$P(L) = \min P(h) \quad (5.7)$$

где  $h=1, \dots, N-3m-1$

После решения всех уравнений (5.4), ..., (5.7) будут определены все неизвестные уравнения (5.3) и, следовательно, можно будет вычислить прогноз на точку  $t_{N+1}$  и последующие точки, при обязательном условии, что  $P(L) < 1$ .

Построенная модель была применена к прогнозу температуры в Западной Сибири со следующим алгоритмом вычисления прогноза. Для каждого из месяцев холодного периода года по стандартной сети из 25 ГМС вычислялись естественные ортогональные функции (ЕОФ) и, как обычно, прогнозировались на следующий шаг с помощью локально-климатической модели. После чего вычислялся прогноз по уравнениям (5.4)-(5.7). Если оказывалось что  $P(L) < 1$ , то прогноз ЕОФ по ЛК-модели заменялся найденным прогнозом.

Такой метод прогноза не привел к заметному увеличению оправдываемости по сравнению с ЛК-моделью. Тогда мы ужесточили условие применимости прогноза и стали рассматривать варианты, когда  $P(L) < 0,5$  или даже  $P(L) < 0,25$ . Это, естественно, дало положительный эффект, но резко снизило количество случаев применения модели (5.3). Стало понятно, что применение такого алгоритма для каждого месяца отдельно неэффективно и надо переходить к более

общей схеме: к учёту нестационарности и сингулярности для всех месяцев сразу.

### 5.3. Полигармоническая нестационарная модель.

В работах по анализу структуры спектра метеорологических процессов указывается, что циклы, формирующие временной ряд, имеют свойство сливаться, раздваиваться, пропадать и вновь возникать. Причём, такой формат не исключение, а правило!

Для примера рассмотрим метеорологические данные декадного разрешения: температуру по ГМС: Барнаул и Томск (рисунок 5.1) и осадки по ГМС Барнаул (рисунок 5.2), представленные в формате больше или меньше нормы. При внимательном рассмотрении можно увидеть возникновение, раздвоение и слияние циклов, которые, смещаясь по декадам, пропадают через несколько лет и потом вновь возникают.

Чтобы понять, как это может происходить, рассмотрим следующую простую модель:

$$x_k(h) = \chi_1(t)\text{Sin}(w_1t) + \chi_2(t)\text{Cos}(w_2t) \quad , \quad (5.8)$$

где  $k$  – год;

$h$  – номер декады в году;

$t=k*36+h$  – время, исчисляемое в декадах;

$\chi_1, \chi_2$  – характеристические функции;

$w_1, w_2$  – частоты.

Пусть  $w_1 = 2\pi/T_1$ ,  $w_2 = 2\pi/T_2$ ;  $T_1=40$ ,  $T_2=32$ ;  $k=1, \dots, 100$ ;

$$\chi_1(t) = 1, \chi_2(t) = 0 \text{ при } 0 < t < 51 \cdot h, \text{ иначе } \chi_1(t) = 0, \chi_2(t) = 1. \quad (5.9)$$

$$\chi_1(t) = 1, \chi_2(t) = 0 \text{ для всех } k, h; \text{ одна гармоника с пятью периодами по 20 лет каждый: } T_1=40, T_2=38, T_3=36, T_4=34, T_5=32. \quad (5.10)$$

Результаты расчётов по (5.8) с начальными данными (5.9) и (5.10) представлены

на рисунке 5.3. График иллюстрирует изменения отображений циклов, создаваемых гармоникой с изменяемым периодом.

Рассмотрим ещё суперпозицию гармоник. Пусть выполняется (5.8), но суперпозиция будет изменяться следующим образом:

$$\begin{aligned}\chi_1(t) &= 1 \text{ при } 0 < t < 31 \cdot h \text{ и при } t > 60 \cdot h, \text{ иначе } \chi_1(t) = 0; \\ \chi_2(t) &= 0 \text{ при } t < 31 \cdot h, \text{ иначе } \chi_2(t) = 1; \end{aligned} \quad (5.11)$$

Результаты вычислений по (5.8) с начальными условиями (5.11) для трёх наборов различных периодов представлены на рисунке 5.4.

Сравнивая модельные рисунки 5.3-5.4 с фактическими рисунками 5.1 и, особенно с крупномасштабным рисунком 5.2, можно увидеть их структурное соответствие. Понимание этого факта позволяет делать прогнозы эмпирическим путём, экстраполируя видимые циклы на следующий год.

Была проведена серия экспериментальных прогнозов на температуре и осадках Новосибирской области. Вывод: у этого метода есть хорошая перспектива, необходимо только разработать эффективный алгоритм применения полигармонической модели (5.3) к выявлению набора гармоник на интервале ряда, предшествующему точке прогноза. Определению подлежат периоды гармоник, их количество, амплитуды, фазы и левая граница интервала. Понятно, что в основе, как и в пункте 5.2, должен быть метод Лагранжа-Дейля, но применённый ко всему массиву фактических данных.

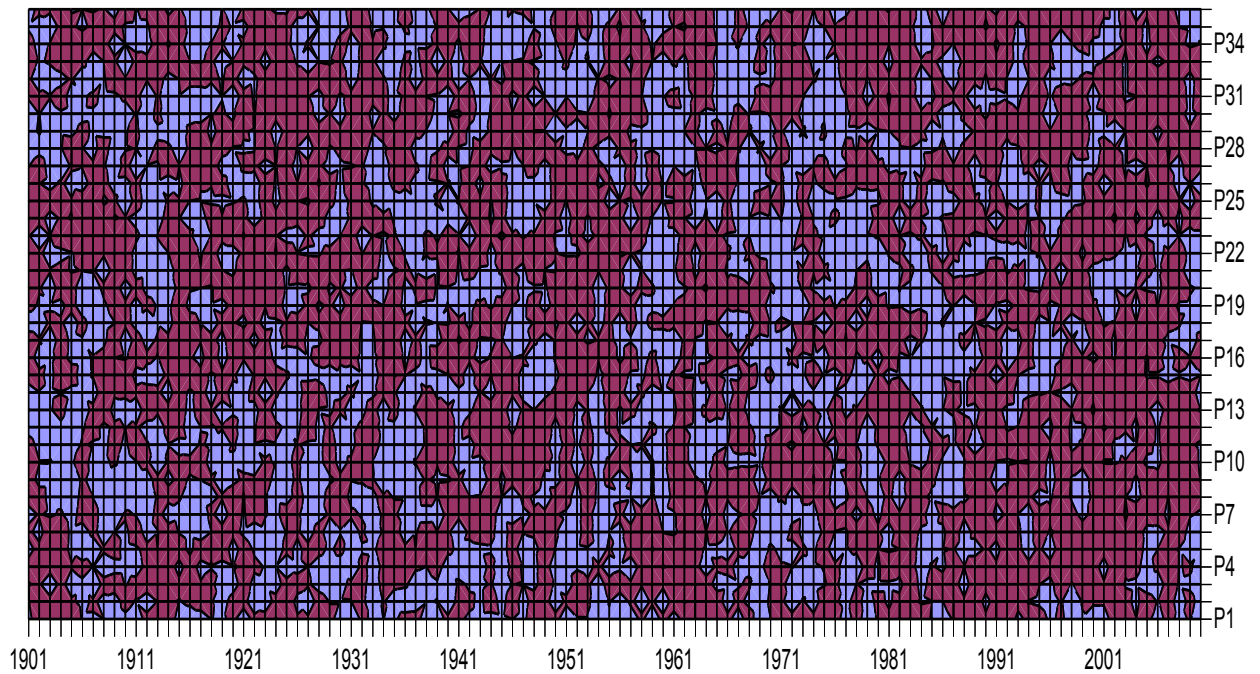
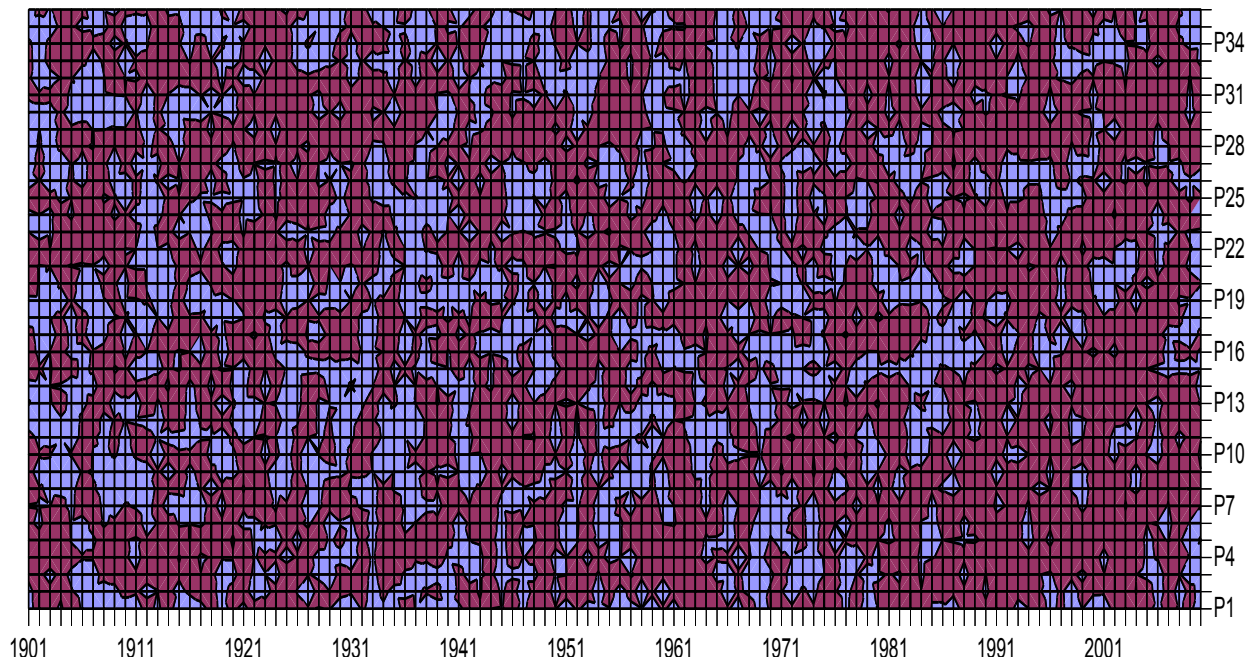


Рис. 5.1. Среднедекадные температуры приземного воздуха по ГМС «Томск» (верхний график) и «Барнаул»(по оси ординат – декады). Тёмный цвет соответствует градации «больше нормы», светлый – «меньше нормы». Норма считалась по периоду 1951-1980 гг.

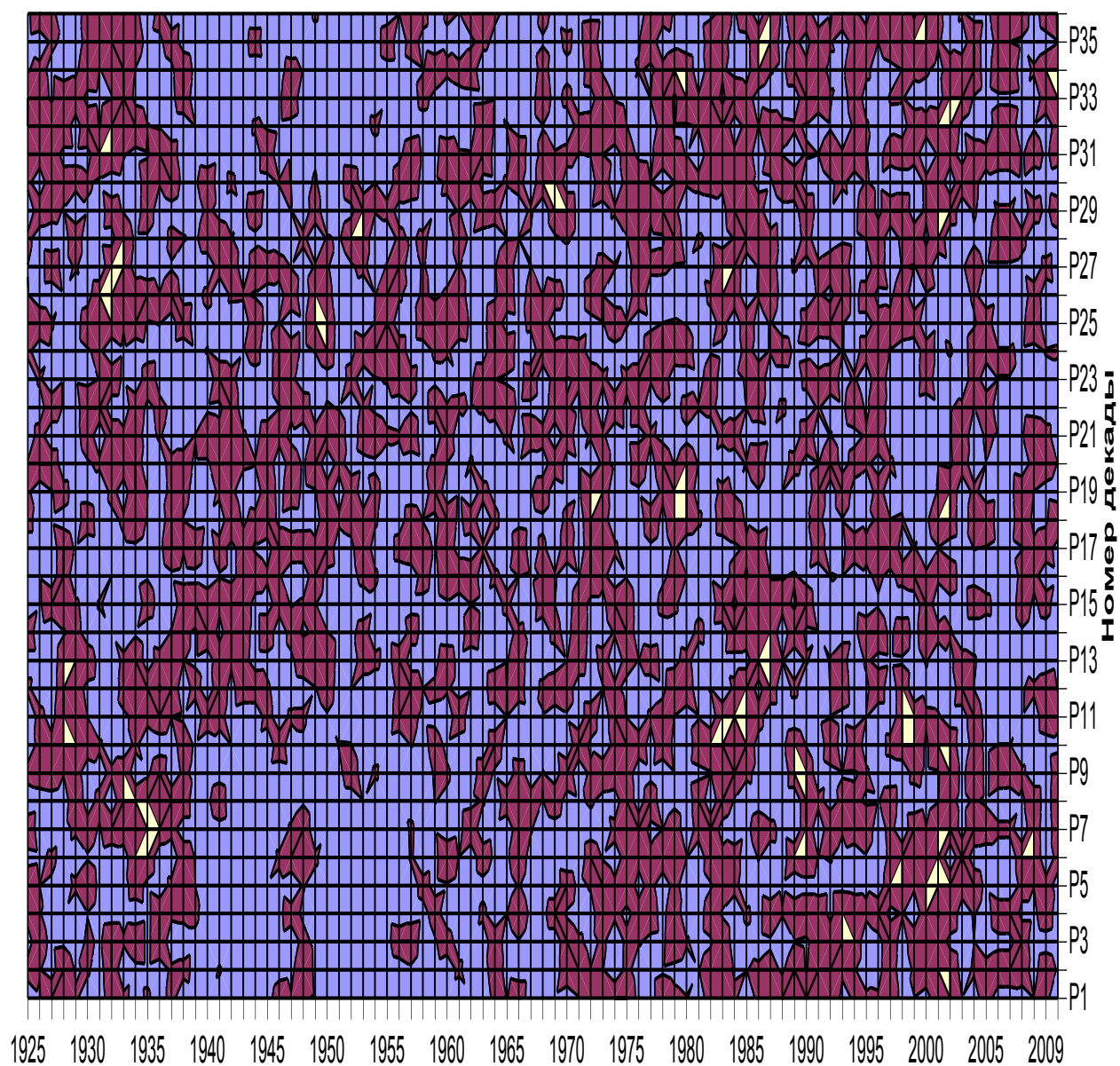


Рис. 5.2. Сумма декадных осадков по ГМС «Барабинск». Тёмный цвет соответствует градации «больше нормы»; яркие пятна в нём означают превышение нормы более чем в 2 раза. Светлый цвет – «меньше нормы».

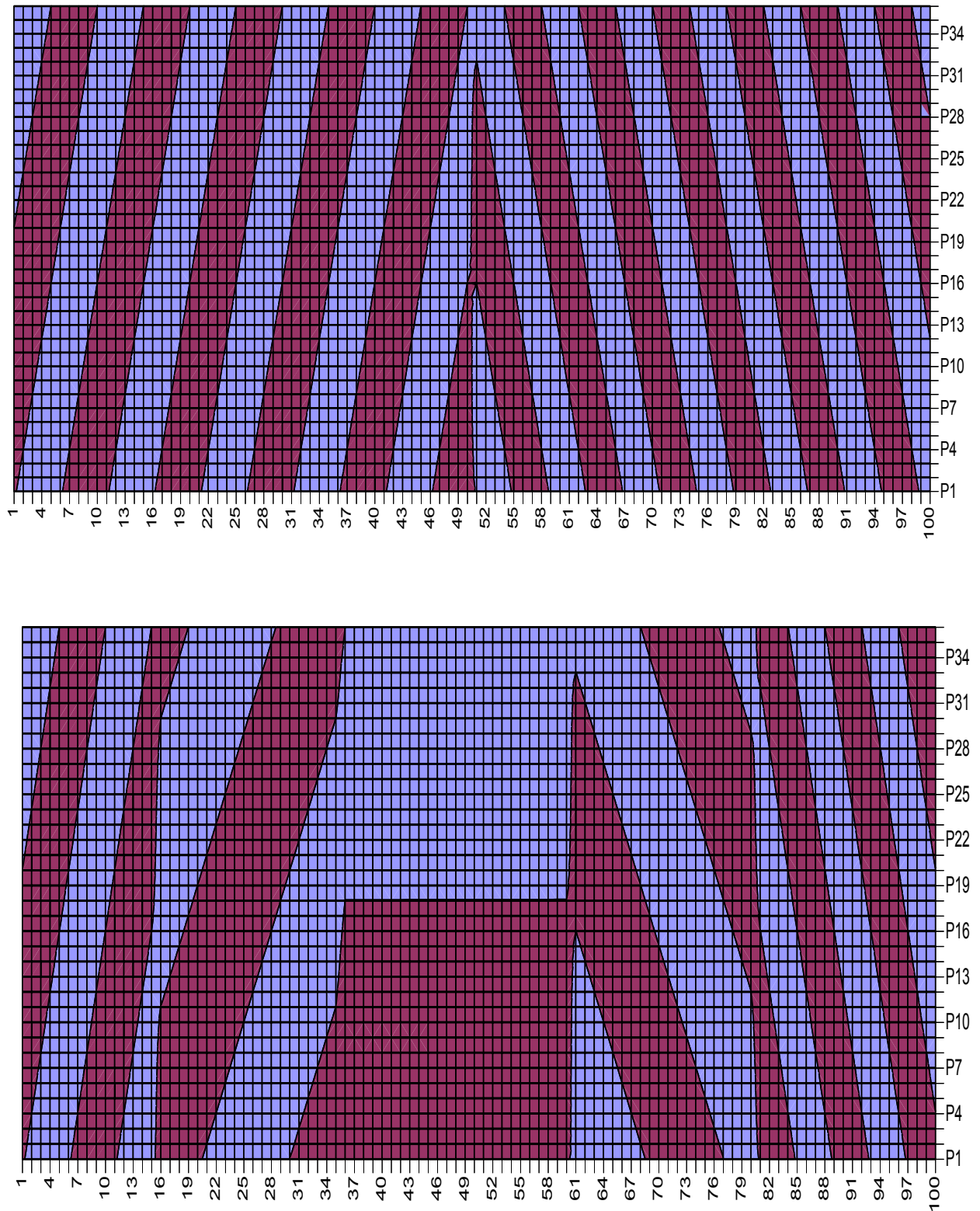


Рис. 5.3. Отображение циклов, создаваемых одной гармоникой с изменяемым периодом (по оси абсцисс – года, по оси ординат – декады).  
 Верхний график: до 50 года  $T_1=40$  декад, после 50 года  $T_2=32$  декады.  
 На нижнем графике 5 периодов по 20 лет каждый: 40, 38, 36, 34, 32 декады.  
 Тёмный цвет соответствует положительным значениям, а светлый – отрицательным.

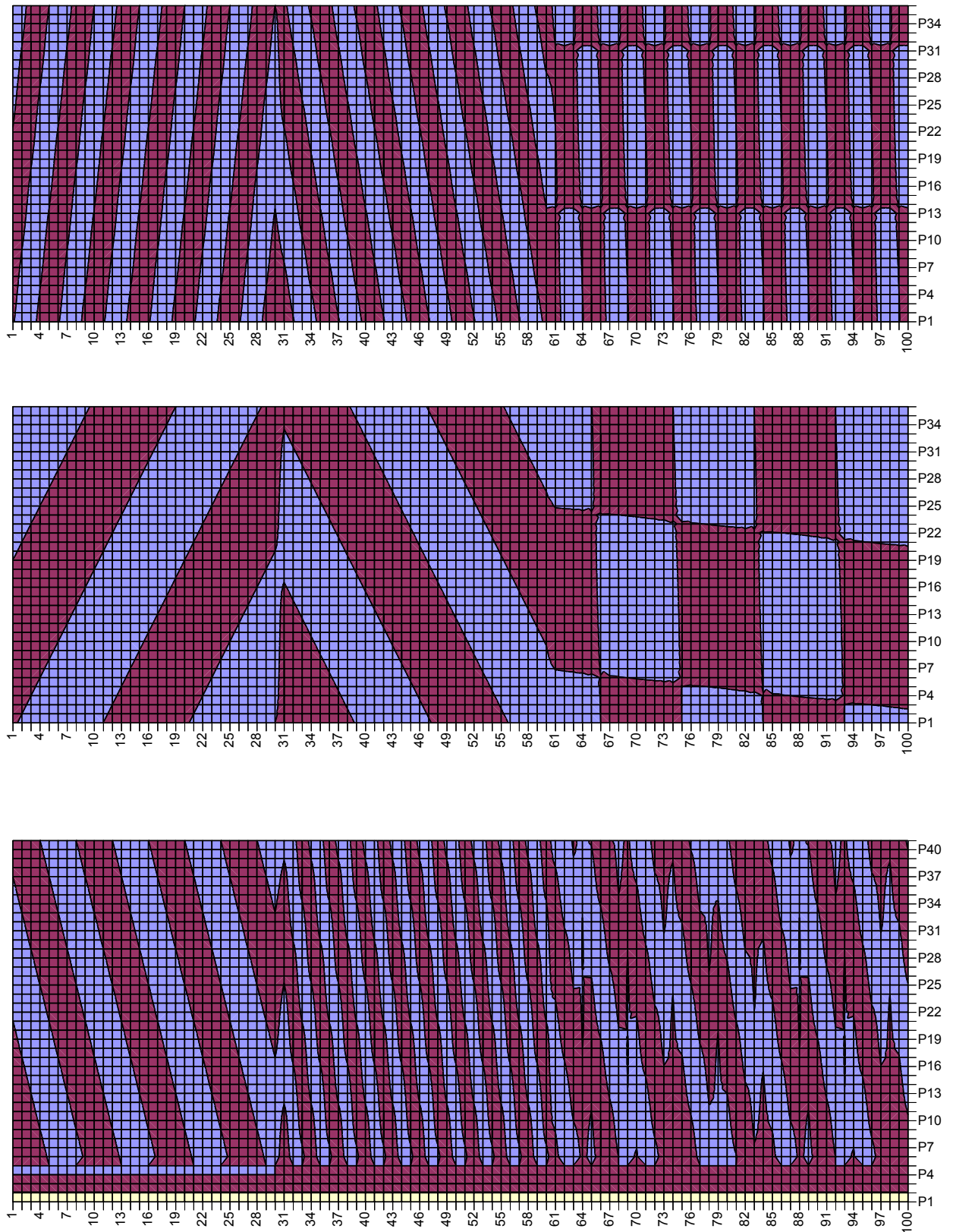


Рис. 5.4. Суперпозиция двух гармоник с различными периодами. На интервалах 1-30 и 31-60 гг. по одной гармонике, а на интервале 61-100 гг. - сумма этих гармоник. На верхнем графике:  $T_1=11$ ,  $T_2=22$  декад; на нижнем:  $T_1=11$ ,  $T_2=22$  декад. Тёмный цвет соответствует положительным значениям, а светлый – отрицательным.



## Заключение

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

- Очаги крупных месячных аномалий приземного давления (более 16 гПа) располагаются, как правило, на севере территории ( $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  с.ш.), при этом Сибирский антициклон тоже хорошо развит, но месячные аномалии давления в его центре составляют всего от 3 до 8 гПа.
- Анализ циркуляции на поверхности 500 гПа при крупных месячных аномалиях приземного давления (более 16 гПа) свидетельствуют о резком уменьшении числа дней с западным переносом ( $W$  индекс по Г. Я. Вангенгейму). При аномалиях более 20 гПа западный перенос практически отсутствует: число дней в месяце с  $E$  циркуляцией составляет 20-30 дней, то есть имеет место процесс блокирования.
- Графики совместного годового хода числа дней с  $W$  циркуляцией и годовых аномалий угловой скорости вращения Земли свидетельствуют об их взаимосвязи. При увеличении длины дня (замедлении угловой скорости вращения Земли) годовое число дней с  $W$  циркуляцией уменьшается: коэффициент корреляции  $W$  с длиной дня равен -0,55.
- Частота появления экстремальных месячных положительных аномалий приземного давления (величиной 16-24 гПа) свидетельствует, что в период замедления скорости вращения Земли, в 1933-1972 гг. и после 2004 года, крупные положительные аномалии встречались в 4-5 раз чаще, чем в периоды

увеличения скорости вращения Земли, 1901-1932 гг. и 1973-2003 гг. Частота случаев аномального развития Сибирского антициклона (среднее за месяц давление в центре более 1040 гПа) также подчиняется этой закономерности.

- Существует тесная связь между интенсивностью Сибирского антициклона и приземной температурой воздуха по югу Сибири за период декабрь-март. Сибирский антициклон усиливается при меридиональной форме циркуляции (E) и ослабевает при зональной циркуляции (W). Трендовые составляющие формы циркуляции E и угловой скорости вращения Земли синхронны с небольшим сдвигом.

В качестве возможного механизма формирования динамического отклика климатической системы на неравномерность угловой скорости вращения Земли в работе [Дзюба, Панин, 2007] указывается – обмен моментами импульса между атмосферой и Землей на базе силы трения. Не исключено существование другого механизма: воздействие на Землю космических факторов. При этом неравномерность вращения в 2-3 мс, которая улавливается с помощью атомных часов, всего лишь «лакмусовая бумажка» этого воздействия. В том и другом случае проблема очень важна для прогноза барических полей и требует дальнейшего изучения.

- Проведена серия экспериментов по оценке связи положения и интенсивности Сибирского антициклона с геофизическими и гелиофизическими предикторами. Основной вывод: наряду с угловой скоростью вращения Земли, задающей медленные изменения Сибирского антициклона, зафиксированы статистические связи с движением Луны и интегральными параметрами от конфигураций планет Солнечной системы.
- На основе анализа изменчивости Сибирского антициклона сделан вывод о том, что исследуемые процессы имеют сингулярный и нестационарный спектр. Опираясь на этот вывод, были построены модели, разработаны алгоритмы и программы расчета долгосрочного прогноза среднемесячной температуры

приземного воздуха и месячных сумм осадков в Сибири и Северном Казахстане.

- Технология подготовки долгосрочных гидрометеорологических прогнозов «Кассандра-Сибирь» прошла оперативные испытания и решением ЦМКП от 26.04.2010 рекомендована к внедрению в Западно-Сибирском и Иркутском УГМС. Опубликована и разослана в подразделения Росгидромета «Инструкция по работе с программными средствами технологии «Кассандра-Сибирь».
- Технология «Кассандра-Сибирь» с включенными в неё методами прогноза по Северному Казахстану передана в Гидрометцентр Казахстана.
- 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 ранее построенной модели, связывающей температуру нижней тропосферы с альбедо Земли и тепловой инерцией Мирового океана, получена перспективная оценка изменения среднегодовой температуры приземного воздуха: при продолжении процесса возврата альбедо Земли к норме, в ближайшие годы появится тренд на похолодание с темпом  $-0.25^{\circ}\text{C}$  за 10 лет.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Бирман Б. А., Бережная Т. В. Основные погодно-климатические особенности Северного полушария Земли в 2007 году // Информационный бюллетень. Гидрометцентр РФ. 2008. 44 с.
- Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы Л.: Гидрометеиздат. 1985. 248 с.
- Вангенгейм Г. Я. Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. М.: Изд-во ЦУГМС. 1935. 112 с.
- Виноградова Г. М., Завалишин Н. Н., Кузин В. И., Пушистов П. Ю. О внутривековой изменчивости климата Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 6. С. 494-498.
- Виноградова Г. М., Завалишин Н. Н., Кузин В. И. Изменчивость сезонных характеристик климата Сибири в течение XX века // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 06-07. С. 604-607.
- Виноградова Г. М., Завалишин Н. Н., Кузин В. И. Внутривековые изменения климата Восточной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 05-06. С. 408-411.
- Вительс А. А. Синоптическая метеорология и гелиофизика. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 256 с.
- 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.
- Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 343 с.
- Головко 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>.

Головко В. А. Современный энергетический дисбаланс Земли. Доказательство существования и возможные последствия.

<http://www.iki.rssi.ru/earth/pres2006/golovko.pdf>.

Дзюба А.В., Панин Г. П. Метеорологи и климатология. М.: Изд-во МГУ. 2001. 560 с.

Дзюба А. В., Панин Г. П. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // Метеорология и гидрология. 2007. № 5. С. 5-25.

Завалишин Н. Н., Виноградова Г. М. О связях аномалий месячных температур воздуха с циклом Хейла и динамикой расстояния Солнце-Земля // Труды ЗапСибНИГМИ. 1990. Вып. 93. С. 25-32.

Завалишин Н. Н. О геофизических эффектах дисимметрии Солнечной системы // Солнечно-земная физика. 2005. Вып. 8. С. 185-186.

Завалишин Н. Н. О возможной причине современного потепления // Сборник трудов СибНИГМИ. 2006. Вып. 105.

Завалишин Н. Н. Оценка влияния смещения Солнца от центра инерции на температуру тропосферы // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 1. С. 31-33.

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 (в печати).

Завалишин Н.Н. Модель зависимости температуры приземной атмосферы от альbedo Земли и тепловой инерции гидросферы // Оптика атмосферы и океана. Т. 23. 2010. № 6. С. 480-484.

Завалишин Н.Н. Перспективная оценка температуры приземной тропосферы моделью «альbedo-температура» // Оптика атмосферы и океана. Т. 24. 2011.

№ 1. С. 48-51.

- Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 711 с.
- Зверев А. С. Квазидвухлетние вариации полного потока излучения Солнца: их проявление в вариациях стратосферного ветра и скорости вращения Земли // Солнечно-земная физика. 2008. Вып.12. Т. 2. С. 291-292.
- Иванов-Холодный Г. С., Чертопруд В. Е. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1960. 270 с.
- 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. Вып.12. Т. 2. С. 291-292.
- Инструкция по работе с программными средствами технологии «Кассандра-Сибирь». Новосибирск: ЗАО ИПП «Офсет». 2010. 46 с.
- Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1960. 270 с.
- Кац А. Л. Использование характеристик атмосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. Л., Гидрометеиздат. 1973. 317 с.
- Коваленко В. Д. Гелиоэнергетическая теория изменчивости климата и космическое будущее планеты Земля // Труды ЗапСибРНИГМИ. Вып. 93. 1990. С. 33-58.
- Кондратьев К. Я., Крапивин В. Ф. Система «природа–общество» и климат. О тепловом балансе Земли // Энергия. 2006. № 3. С. 2–6.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Москва-Ленинград: ГОНТИ. 1939. 1-196 с.
- Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: Казанский гос. ун-т. 2009. 504 с.
- Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. Л.:

- Гидрометеиздат. 1973. 317 с.
- Рафаилова Х. Х. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 343 с.
- Серебренников М. Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. М.: Наука. 1965. 244 с.
- Сидоренков Н. С., Орлов И. А. Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. М.: Изд-во ЦУГМС. 1935. 112 с.
- Сидоренков Н. С. Синоптическая метеорология и гелиофизика. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 256 с.
- Сидоренков Н. С., Луценко О. В., Брягин Н. Н. Атмосферные процессы и вращение Земли. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 2002. 366 с.
- Сидоренков Н. С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. № 8, 701-708 с.
- Сидоренков Н. С., Луценко О. В., Брягин Н. Н. Изменение массы ледникового щита Антарктиды и нестабильность вращения Земли // Метеорология и гидрология. 2005. № 8, С. 5-13.
- Сидоренков Н. С., Орлов И. А. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменение климата // Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 22-29.
- Третий доклад МГЭИК. Изменение климата. 2001 г. Научные аспекты. Техническое резюме доклада рабочей группы I. 2001. 101 с.
- Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат. 1974. С. 17.
- Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. № 8. С. 701-708.
- Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ. 2001. 560 с.
- Хромов С. П., Петросянц М. А. Изменение массы ледникового щита Антарктиды и нестабильность вращения Земли // Метеорология и гидрология. 2005. № 8. С. 5-13.

Четвёртый доклад МГЭИК. Изменение климата 2007 г. Обобщающий доклад.  
2008. 104 с.

Basnett, T.A. and Parker, D.E., 1997: Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2. *Climatic Research Technical Note No. 79*. Hadley Centre, Meteorological Office, Bracknell, 16 pp plus Appendices.

D'Arrigo, R., G. Jacoby, R. Wilson, and F. Panagiotopoulos (2005), A reconstructed Siberian High index since A.D. 1599 from Eurasian and North American tree rings // *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05705, doi:10.1029/2004GL022271.

Earthshine. Project, BBSO. [http://www.bbso.njit.edu/science\\_may28.html](http://www.bbso.njit.edu/science_may28.html).

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. Terrestr. Physics*. 2007.  
V. 69. P. 1556–1568.

Jones P.D. The early twentieth century Arctic High - fact or fiction? // *Climate Dynamics*. № 1. 1987. P. 63-75.

Jose P. D. Sun`s motion and Sunspots // *The Astronomicval Journal*. 1965. V. 70. № 3. 193 p.

Korsun A., Kurbasovo G. Variations of the intensity of Siberian anticyclone and Earth rotation. / In: *Journées 2002 - systèmes de référence spatio-temporels. Astrometry from ground and from space, Bucharest, 25 - 28 September 2002, Paris*.  
p. 154 – 156.

Landscheidt T., Solar Rotation, Impulses of the Torque in the Sun's Motion, and Climatic Variation // *Climatic Change*. 1988. № 12. P. 265-295.

Landscheidt T. Extrema in sunspot cycle linked to sun's motion // *Solar Physics*. 1999. V. 189. P. 413-424.

Palle E., Goode H. R., Montanes-Rodriguez P. Inter-annual variations in Earth's reflectance 1999-2007 // *J. Geophys. Res.* 2008. Oct. P. 1-21.

Palle E., Goode P. R., Montanes-Rodriguez P., Koonin S. E. Can Earth's Albedo and



- Surface Temperatures Increase Together? // EOS. 2006. V. 87. №. 4. P. 37–43.
- Panagiotopoulos, Fotis, Maria Shahgedanova, Abdelwaheb Hannachi, David B. Stephenson. Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action // J. Climate. 2005. № 18. P. 1411–1422.
- Trenberth, K.E. and Paolino, D.A. The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities // Monthly Weather Review. 1980. № 104, P. 1354-1361.
- Williams J., van Loon H. An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set // Monthly Weather Review. 1976. № 104. P. 1354-1361.
- Zavalishin N. N. Effect of the Sun shift from the center of inertia on the temperature of the troposphere // Atmospheric and Ocean Optics. 2009. V. 22. № 1. P. 118-120.